РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 66

ГЕОС

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENSIS
COMISSION FOR STUDY OF THE QUARTERNARY

ГЕОС

BULLETIN OF COMISSION FOR STUDY OF THE QUARTERNARY

№ 66

Editors-in-chief:
doctor of geological and mineralogical sciences
YU.A. LAVRUSHIN
candidate of geological and mineralogical sciences
I.M. KHOREVA

MOSCOW
GEOS
2005

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 66

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук
Ю.А. ЛАВРУШИН
кандидат геолого-минералогических наук
И.М. ХОРЕВА

МОСКВА
ГЕОС
2005

УДК 551.79
ББК 26.323
Б 98

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 66. – М.: ГЕОС, 2005. – 134 с.
ISBN 5-89118-221-1

В настоящем бюллетене, посвященном 100-летию со дня рождения Е.В. Шанцера, публикуются новые материалы в развитие учения о генетических типах, которое разрабатывал этот выдающийся исследователь.

Редакционная коллегия:
Ю.А. Лаврушин (главный редактор), М.Н. Алексеев, А.А. Величко,
И.А. Чистякова, И.М. Хорева, С.М. Шик

Bulletin of Comission for study of the Quaternary. № 66. – M.: GEOS, 2005. 134 p.

In the present bulletin dedicated to the memory of the 100th anniversary of an eminent Russian scientist E.V. Schantzer the new materials are published in development of the principles on the Study of the Genetic Types, which has been developed by this researcher.

Editorial board:
Yu.A Lavrushin (Editor-in-chief), M.N. Alekseev, A.A. Velichko,
I.A. Chistyakova, I.M. Khoreva, S.M. Shik

© Российская академия наук, 2005
© ГЕОС, 2005

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 66, 2005 г.

К СТОЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ Е.В. ШАНЦЕРА[1]

26.12.1905–24.11.1987

Выдающийся ученый и педагог, доктор геолого-минералогических наук, профессор Евгений Виргильевич Шанцер родился в семье видного русского революционера Виргилия Леоновича Шанцера (1867–1911 гг.), известного по партийной кличке Марат. Входя в когорту большевиков, Марат был одним из руководителей Московского комитета по подготовке декабрьского вооруженного восстания 1905 г.

Педагогическая деятельность Евгения Виргильевича началась в Московском геологоразведочном институте (МГРИ) с октября 1930 г., когда он, будучи еще студентом последнего курса, стал ассистентом кафедры исторической геологии.

Его становление как ученого происходило в коллективе кафедры исторической геологии, которой до 1941 года руководил Г.Ф. Мирчинк. В то время на кафедре работали Н.М. Страхов, М.С. Швецов, Н.С. Шатский, М.П. Казаков, Г.И. Теодорович. Общение с ними несомненно способствовало формированию широкого общего геологического кругозора талантливого молодого ученого. Е.В. Шанцер читал лекции и вел практические занятия по курсам исторической геологии, четвертичной геологии, биостратиграфии, геологии СССР. Работая на кафедре, он изучал четвертичные отложения Белоруссии, Верхнего и Среднего Поволжья и Прикамья, террас кавказского побережья Черного моря.

Работы Е.В. Шанцера, посвященные аллювию равнинных рек стали классическими. Среди них наибольшую известность имеет фундаментальный труд "Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит" (1951), защищенный в качестве докторской диссертации. В этой монографии впервые были сформулированы понятия о нормальной схеме строения аллювиальных свит, рассмотрены процессы накопления различных фаций аллювия,

[1] При составлении данного текста использованы ранее опубликованные материалы

выявлены главнейшие закономерности формирования аллювия рек различного гидрологического режима, влияние на аллювий изменений климата и движений земной коры. Монография была отмечена Президиумом АН СССР премией имени академика А.Д. Архангельского.

В 1949 г., спустя год после защиты докторской диссертации, он стал профессором и заведующим кафедрой. Кафедрой он руководил в течение 10 лет. В это время на кафедре работали выдающиеся советские геологи и прекрасные педагоги: профессора Н.С. Шатский, М.В. Муратов, доценты Д.С. Соколов, Н.В. Литвинович, Т.М. Микулина, ассистенты Г.И. Немков, А.И. Е.С. Чернова, М.С. Потапова. На кафедре было много аспирантов и научных сотрудников. В эти годы активно велась научно-исследовательская работа главным образом по проблемам биостратиграфии и геотектоники.

Е.В. Шанцер уделял много внимания подготовке молодых кадров, написанию ими докторских и кандидатских диссертаций, содержанию лекций, практических и лабораторных занятий, совершенствованию методики проведения учебной геологической практики в Крыму. Вместе с Н.И. Николаевым и М.П. Казаковым Е.В. Шанцер был первым руководителем геологической практики в Крыму в 1934 году. В дальнейшем он неоднократно ездил на практику. Всем особенно памятны его блестящие и по форме и по содержанию лекции по исторической геологии и по геологии четвертичных отложений. Он очень последовательно и увлеченно излагал материал, а поэтому не всегда успевал уложиться в отведенное время. Произнесенные его звучным голосом слова: “мертвый красный лежень”, “сальпа уселька”, “иолдиевое море” приобретали форму каких-то живых существ и врезались в память на всю жизнь. Его лекции были непревзойденными по стройности, логичности и по совершенству формы изложения. Присутствие на его лекциях приносило не только пользу в смысле познания, но доставляло и эстетическое наслаждение. Именно поэтому аудитория на его лекциях была всегда полной и не только за счет студентов, но и за счет геологов старшего поколения из других институтов, а также преподавателей, для которых эти лекции являлись прекрасной школой педагогического мастерства.

Занимая должность заведующего кафедрой, он не считал для себя зазорным руководить студенческим геологическим кружком старших курсов. Заседания проходили очень интересно. С каждым студентом, проявляющим интерес к научной работе, он работал индивидуально, помогал подыскивать необходимую литературу. Подводя итог выступлениям, он настолько четко мог сформулировать основные положения заслушанного доклада, что многие докладчики только после его итогового выступления до конца понимали научный смысл собственного сообщения.

В 1959 году Е.В. Шанцер передал кафедру М.В. Муратову и перешел на работу в Геологический институт АН СССР. Освободившись от огромного груза административной и партийной работы в МГРИ, в Геологическом институте он смог всецело заниматься научными исследованиями.

Научное наследие Евгения Виргильевича – достойного продолжателя дела академиков А.П. Павлова, А.Д. Архангельского и профессора Г.Ф. Мирчинка связано с разработкой теории континентального литогенеза, важнейшей составной частью которой является учение о генетических типах континентальных отложений. Наиболее полно проблемы континентального литогенеза освещены в монографии Е.В. Шанцера “Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований” (1966). Особый интерес в ней представляет рассмотрение сущности и взаимоотношения выветривания и осадкообразования, элювиального процесса в целом и развитая концепция субаэрального диагенеза. Принципиально новый подход был намечен Евгением Виргильевичем при анализе основных форм процессов денудации и седиментогенеза на склонах, динамики ледниковой аккумуляции, закономерностей строения пролювия и аллювия.

В работе “Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований” (1966) он обстоятельно рассмотрел общие вопросы о соотношении понятий “фация” – “генетический тип” – “формация”. Поддерживая выступления Н.С. Шатского, он убедительно показал, что выделение фаций – это методический прием. Фации выделяются как реальные геологические тела среди одновозрастных отложений на основе разных признаков с целью восстановления элементов физико-географической среды. Отсюда их можно относить к категориям палеогеографическим. Генетический тип, по его мнению – понятие историко-геологическое, это вещественное выражение одной из форм качественно своеобразных динамических форм осадочной аккумуляции (стр. 42).На примере аллювиальных и флювиогляциальных отложений он убедительно показал, что в генетические типы объединяются отложения, возникающие в ходе единства последовательных процессов выветривания, денудации, аккумуляции.

Дискутируя с Н.М. Страховым, Г.Ф. Крашенинниковым, Е.В. писал, что геологическая формация представляет собой парагенетическую ассоциацию горных пород. Ее можно рассматривать как параге-

нетическую ассоциацию генетических типов отложений, но только как парагенетическую ассоциацию географических вариантов генетических типов отложений. Одни и те же генетические типы отложений входят в состав разных геологических формаций, а одинаковая совокупность генетических типов отложений в разных районах может быть выражена ассоциациями пород разного состава.

Широко известны региональные работы Е.В. Шанцера, среди которых необходимо упомянуть коллективный труд "Кайнозой центральной части Казахского щита".

С именем Е.В. Шанцера связана классификация генетических типов континентальных отложений, имеющая особенное значение, поскольку является основой при картировании четвертичных отложений.

Критически рассмотрев различные представления о понятии генетический тип, Е.В. Шанцер в работе "Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений" (1980) дает ему наиболее полное и развернутое определение: "Генетический тип отложений – это совокупность осадочных или вулканических накоплений, возникающих в ходе одной из наблюдаемых в природе своеобразных по динамике развития форм аккумуляции, особенности которой определяют общность главных черт их строения как закономерных сочетаний (парагенезов) определенных осадков и (или) горных пород" (с. 7). Е.В. Шанцер отметил ошибочность широко распространенного мнения о делювии как совокупности **всех** отложений склонов. Он показал, что эти отложения состоят из нескольких самостоятельных генетических типов (обвальные, осыпные, оползневые, солифлюкционные и делювиальные накопления), которые вошли в разработанную им наиболее совершенную классификацию генетических типов континентальных отложений (1980).

Более дробное расчленение склоновых образований (разделение В.И. Елисеевым солифлюкционных отложений на арктосолифлюкционные и тропосолифлюкционные подтипы, равно как и выделение Б.В. Рыжовым десерпция и эолово-делювиальных отложений) являет собой пример дальнейшего развития представлений Е.В. Шанцера о генетических типах континентальных отложений.

Значительный вклад внес Евгений Виргильевич в разработку принципиально новой классификации стратиграфических подразделений четвертичной системы, что имеет первостепенное значение для геологического картирования. Известно его активное участие в составлении методических руководств по изучению и геологической съемке четвертичных отложений.

Весомым является вклад Евгения Виргильевича в науку о россыпях. Мы имеем в виду его работу "О генетических типах континентальных отложений и генетических типах россыпей" (1965). Полагая, что основой генетической классификации россыпей является их группировка по генетическим типам отложений, Е.В. Шанцер в то же время отмечает, что подобная группировка оказывается недостаточной, так как генетические типы отложений неоднородны в литогенетическом отношении. "Наоборот, в составе большинства генетических типов участвуют осадки, достаточно резко различающиеся по динамике накопления, текстуре, составу, а, следовательно, и по динамике и формам концентрации полезных минералов" (1965, с.14). В связи с этим именно динамические типы осадков и следует рассматривать как генетические типы россыпей. Однако создание классификации, учитывающей это положение, не может, по его мнению, сводиться только к обобщению накопленного материала; необходима постановка специальных, в том числе экспериментальных, исследований.

Зачатки такой подлинно генетической классификации россыпей Е.В. Шанцер находит у Ю.А. Билибина (1938) в виде "пластовых" и "косовых" россыпей, а также у И.П. Карташова и Н.А. Шило (1960), подразделивших "пластовые" россыпи на "плотиковые" и "надплотиковые".

По мнению Е.В. Шанцера крайне малый снос золота и платины вниз по течению при формировании аллювия и соответствующих россыпей "приводит к тому, что раз возникшие их концентрации в течение весьма длительных отрезков геологического времени сохраняют почти неизменным свое местоположение, несмотря на многократное переотложение включающего их аллювия" (1965, с.23). Поэтому ныне существующие концентрации благородных металлов в "плотиковых" россыпях он рассматривает в основном в качестве древних реликтовых образований, именуя их аллювиальными русловыми россыпями **остаточной концентрации**. Этим "плотиковым" россыпям Е.В. Шанцер противопоставляет все остальные аллювиальные россыпи, как собственно россыпи **аллювиальной аккумуляции.**

Отмеченная работа Е.В. Шанцера о россыпях, как весьма сложных и слабо еще изученных объектах, стимулировала постановку экспериментальных исследований и более глубокое изучение россыпей, особенно в части динамики и истории их формирования. Это определило возможность выделения среди них динамических классов и историко-геологических типов и создание учитывающей эти разновидности общей схемы их историко-генетической классификации.

Опубликованная сорок лет тому назад эта работа Е.В. Шанцера не утратила своей значимости и до сих пор, а многие положения автора нашли подтверждение и развитие в трудах геологов-россыпников, изложенных в материалах всесоюзных и международных совещаний по россыпям, в Словаре по геологии россыпей, в монографиях и отдельных статьях (публикации Э.Д. Избекова, Ю.П. Казакевич, Г.В. Нестеренко, Н.Г. Патык-Кара, Б.В. Рыжова, Ю.Г. Симонова, Е.Я. Синюгиной, В.Е. Филиппова, И.Б. Флерова, Н.В. Хмелевой, Ю.В. Шумилова и других ученых).

Все научные труды Е. В. Шанцера отличаются ясностью формулировок и выводов, поразительной логичностью изложения материала. Поэтому они широко используются исследователями не только антропогена, но и более древних геологических формаций, как при решении теоретических вопросов, так и при поисках месторождений полезных ископаемых и инженерно-геологических изысканиях.

Евгений Виргильевич был признанным лидером советской школы исследователей четвертичного периода. Он неоднократно возглавлял делегации советских геологов на симпозиумах и конгрессах Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (ИНКВА). В течение десяти лет был президентом Комиссии по литологии и генезису четвертичных отложений ИНКВА. Участвуя в работе международных организаций, Е.В. Шанцер способствовал пропаганде достижений советских исследователей четвертичного периода за рубежом.

Е.В. Шанцер проводил большую научно-организационную работу. Долгое время он был председателем постоянной комиссии по четвертичной системе, членом Бюро Межведомственного Стратиграфического комитета, заместителем председателя Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, членом бюро Межведомственного литологического комитета. Евгений Виргильевич являлся одним из заместителей главного редактора многотомного издания "Стратиграфия СССР".

Е.В. Шанцер постоянно консультировал и участвовал в экспертизах по геологическому обоснованию крупных инженерных сооружений не только в нашей стране, но и в других странах. При его непосредственном участии составлялись и принимались за последние 25 лет его жизни практически все региональные схемы четвертичных отложений нашей страны.

Высокая эрудиция, принципиальность в решении научных проблем, убеждающая тщательно подобранная аргументация, способность видеть явления в сложной взаимосвязи, широкий круг интересов, общительность и деликатность привлекли к Евгению Виргильевичу специалистов различных геологических направлений, которые нередко пользовались его советами, консультациями.

Будучи членом КПСС, Е.В. Шанцер умело сочетал научно-педагогическую работу с общественной деятельностью. Он являлся депутатом Райсовета, неоднократно избирался членом партбюро МГРИ. В этом учебном заведении, а позже и в Геологическом институте АН СССР он был постоянным руководителем методологического семинара, с увлечением занимаясь философскими проблемами в геологии.

Известны случаи проявления Е.В. Шанцером редкого самообладания, находчивости и гражданственности в обстоятельствах чрезвычайных. В начале октября 1941 г., когда немцы подходили к Москве, по МГРИ были отданы распоряжения об уничтожении ценных приборов. В их число входили и весьма дорогие (приобретались на валюту) цейссовские микроскопы. Е.В. Шанцер, конкретно которому было поручено это дело, нашел остроумный выход: вынуть из микроскопов и спрятать николи, без которых микроскопы совершенно обесценивались. Так были спасены и в дальнейшем использовались десятки цейссовских микроскопов.

Евгений Виргильевич был истинным патриотом Родины. Он ушел в октябре 1941г. добровольцем на её защиту в составе партизанского отряда «Красная Пресня». В условиях панического отступления наших войск под натиском гитлеровцев 35-летний доброволец без военного образования Е.В. Шанцер трезво и хладнокровно оценил обстановку и вместе с оказавшимся там командиром Красной Армии смог остановить убегавших и организовать оборону. В этом первом и последнем для него бою под Москвой он был ранен. После демобилизации в 1943 г. он продолжил педагогическую деятельность в МГРИ.

В глухой период "лысенковщины" в науке Е.В. Шанцер проявил также свое гражданское мужество, не раз отстаивая истину, выслушивая обвинения в антимарксизме и чуть ли ни в проведении буржуазной идеологии, отдавая себе отчет в возможных губительных для себя последствиях.

Е.В. Шанцер награжден орденами Отечественной войны II степени, Знак почета и многими медалями, в том числе "За оборону Москвы", "За победу над Германией", "В честь столетия со дня рождения В.И. Ленина". Он удостоен также ряда правительственных наград КНР и Кубы.

Было бы непростительной ошибкой ограничиться только перечислением научных и гражданских заслуг Евгения Виргильевича, не остановившись на личных качествах этого разносторонне одаренного обаятельного человека. Кроме присущих ему доброты, скромности, исключительной

порядочности, прямоты, принципиальности и мужества, Евгений Виргильевич обладал незаурядными педагогическими и ораторскими способностями, великолепно развитым чувством юмора, способностью хорошо спеть и сложить стихотворение. Сочетание этих свойств натуры Евгения Виргильевича в общении с ним доставляло истинное удовольствие. Каждое посещение его и Тамары Михайловны Микулиной дома превращалось для посетителей в праздник. И как бы Е.В. Шанцер и Т.М. Микулина ни были сами заняты, пришедших студентов, преподавателей и научных сотрудников они встречали так радушно, словно те были близкими родными. Посетители покидали их дом, с чувством глубокого уважения и благодарности к этой семье. Следует вообще отметить на редкость добрые семейные отношения и полное взаимопонимание между супругами.

Людей с талантом оратора принято называть цицеронами в честь знаменитого римского оратора древности. Поэтому, с учетом всего сказанного, о Е.В. Шанцере без всякого преувеличения можно выразиться следующим образом:

Мудрец, философ, цицерон
И педагог от Бога он.

Характерной чертой Евгения Виргильевича была полная самоотдача в деле, за которое он брался, и доброжелательность к коллегам. Выступая в качестве редактора (и даже рецензента), он был весьма требовательным и добивался высокого качества представленной работы, столько вкладывая собственных сил и знания, что с полным правом мог считаться ее соавтором. Весьма признательны Евгению Виргильевичу Д.С. Кизевальтер, Г.И. Раскатов и А.А. Рыжова – авторы учебных пособий "Геоморфология и четвертичная геология" и "Основы четвертичной геологии", рецензентом которых он являлся. Евгений Виргильевич не ограничился возложенной на него ролью рецензента при просмотре рукописей этих пособий, а проделал большую работу, сделав массу ценных замечаний и советов, которые существенно повысили уровень этих работ.

Что касается стихотворных увлечений Евгения Виргильевича, то ограничимся двумя примерами. В честь успешной защиты докторской диссертации по нуммулитам Г.И. Немковым Е.В. Шанцер посвятил ему стихотворение из которого приведем две строфы:

Как в сталь одетый броненосец
Он гордо Тетис бороздил.
Георгий наш – Победоносец:
Он нуммулитов победил!

.....
И мудрых всяческих свершений
Так диссертация полна,
Что степень сразу, без сомнений,
Ему была присуждена.

Остановившись на спорном вопросе генезиса среднеазиатского лёсса, Е.В. Шанцер показал его эоловое происхождение и раскрыл его соотношение с пролювием, облекая геологические наблюдения в стихотворную форму:

Чтоб пролювий изучить
Надо очень умным быть!
Всё, казалось бы, уж ясно
И увязано прекрасно.
А взглянешь за поворот
Всё идет наоборот.
Это вам не дважды два
Здесь нужна и голова...
Конус выноса лежит:
По нему река бежит.
Она сделала в нём врез
Изучаем здесь разрез.
В нём пролювий обнажен
Галькой с гравием сложен.
На пролювий лёсс залез
И венчает весь разрез.

Поразительный вопрос,
Как туда он заполоз?
Водный он или эол?
Или просто так забрел?
А в другом углу опять
Ни черта нам не понять!
На дороге сидит пёс,
А в обрыве опять лёсс.
Здравствуй, тетя, мой привет!
У него постели нет.
Без постели лёсс лежит
Сверху вниз на нас глядит.
Генетический он тип
Прямо к воздуху прилип.
Да, пролювий одолеть
Надо каши много съесть!
Но ребята, не робей
С нами ж мудрый Елисей!

Большой трудный и славный жизненный путь прошел Евгений Виргильевич. Он воплотил в жизнь идеал чеховского персонажа о человеке, ибо в Евгении Виргильевиче всё было прекрасно. Светлая память о нем, как образце истинного ученого, гражданина и человека будущего, всегда будет жива в благодарных сердцах тех, кому посчастливилось с ним общаться.

В.И. Елисеев, Ю.А. Лаврушин, Б.В. Рыжов, В.М. Цейслер.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 66, 2005 г.

ОСОБЕННОСТИ СУБАЭРАЛЬНО-ТУРБИДИТОВОГО И СУБМАРИННО-ГЛЯЦИОТУРБИДИТОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Ю.А. Лаврушин

Работы Е.В. Шанцера, посвященные учению о генетических типах континентальных отложений, настолько тщательно и убедительно были разработаны, что вызвали определенный шок среди исследователей четвертичного периода в хорошем понимании этого понятия. Создалось впечатление, что учение о генетических типах полностью завершено (хотя насколько я знаю Е.В. Шанцер был далек от этой мысли). Возможно именно этим можно объяснить отсутствие в литературе и на совещаниях новейших разработок и идей в этой области.

Тем не менее, после определенной "паузы" в литературе начинают появляться новые направления и идеи, связанные с дальнейшей разработкой и совершенствованием учения о генетических типах. Настоящая статья в какой-то степени может рассматриваться в качестве одной из попыток стимулирования исследований в этом направлении.

Анализ имеющегося материала показал, что речь в данном случае идет прежде всего об особенностях седиментационных процессов, которым ранее не уделялось должного внимания в пределах различных природных обстановок.

В этом отношении необходимо напомнить о созданной в последние 50–60 лет теории турбидитового осадконакопления. Основой модели этого типа седиментогенеза является перемещение осадочного материала в океанах с высоких гипсометрических отметок на более низкие потоками повышенной плотности, нередко называемыми гравитационными или автокинетическими [Лисицин, 1988; Bouma, 1964; Kuenen, 1950]. При этом в качестве одного из возможных аналогов подобного процесса часто рассматривается движение тяжелой жидкости в водной среде.

Анализ имеющегося материала о процессах седиментогенеза на суше и в пределах гляциальных шельфов, особенно мелководных, позволяет высказать мнение о том, что близкий тип осадконакопления – по крайней мере в квартере – оказывается был достаточно широко распространен в континентальной обстановке и на названном типе шельфа. В связи с этим мы сочли необходимым подобный тип осадконакопления выделить, с одной стороны, в качестве субаэрального, а с другой стороны, шельфового гляциотурбидитового седиментогенеза.

Что касается квартера и более древних гляциальных эпох – существенную роль в появлении подобного типа седиментогенеза имели ледниковые покровы и ледники как на платформах, так и в областях орогенеза. Таким образом, процессы осадконакопления, связанные с гравитационными высокоплотностными потоками, оказываются достаточно широко распространенными на суше, являющейся в широком смысле областью мобилизации вещества, поставляемого в конечные водоемы стока – океаны и моря. Именно поэтому они представляют интерес с позиций дальнейшей разработки общей теории седиментогенеза.

Главнейшей особенностью седиментогенеза рассматриваемых потоков является перенос и аккумуляция материала в ходе пластического, пастообразного или жидкотекучего состояния. Это весьма специфические процессы. Они принципиально отличаются от привычных осадочных процессов и поэтому представляется возможным выделить их в особый тип осадконакопления, который может быть назван субаэрально-турбидитовым. При этом часть из них оказывается нацело связанной с этим типом седиментогенеза, а в ряде других континентальных отложений подобные процессы осадконакопления проявляются лишь частично при достижении определенных условий.

Рассмотрение проявлений данного типа седиментогенеза на суше и в пределах гляциальных шельфов влечет за собой переосмысливание многих традиционных седиментологических представлений.

1. Основные факторы, способствующие образованию потоков повышенной плотности

Ниже кратко будут рассмотрены основные факторы, способствующие этим процессам, особенно характерные для квартера.

Первый из них – геоморфологический, отражающий перепад высот и гипсометрические различия разного масштаба. Этот фактор имеет особенно важное значение в орогенных областях, но оказывается достаточно широко распространенным и в пределах платформ, на территории которых гипсометрия рельефа является принципиально иной.[1] В целом геоморфологический фактор благоприятствует гравитационному склоновому перемещению осадочного материала с высоких гипсометрических уровней на более низкие. При этом важно отметить, что интенсивность склоновых процессов (имеются в виду собственно гравитационные образования – оползни, осыпи, обвалы, оплывины, лавины и т.д.) в разных геодинамических, климатических и гидрогеологических обстановках оказывается различна. Так, например, оползни почти нацело отсутствуют в криозоне, хотя здесь широкое распространение получают солифлюкция, оплывины, обвалы, а в пределах выходов скальных пород благодаря морозному выветриванию обильно распространены осыпи.

В орогенных областях гравитационное перемещение материала нередко связано с геодинамическими процессами, в ходе воздействия которых образуются олистолиты и олистостромы. В этих же областях интенсивность склоновых процессов оказывается нередко связана с проявлениями сейсмики, а также с климатическим фактором.

Климатический фактор, как в настоящее время, так и в квартере оказывал и оказывает очень выразительное влияние в целом на экзогенные процессы в субаэральной обстановке. Изменения климата обуславливают возникновение и исчезновение оледенений, являющихся не только характерной особенностью четвертичного периода, но и обуславливающих совершенно особый тип седиментогенеза, который нацело отсутствует в субмаринной обстановке. Главным отличием ледового типа седиментогенеза является наличие специфических типов движения льда, с которыми связано ледниковое осадконакопление. Обычно выделяются три типа движения льда: послойно-пластическое, по плоскостям внутренних сколов и глыбовое скольжение по ледниковому ложу. Все упомянутые три типа движения льда формируют гравитационные потоки, движущиеся на обширной территории в ледовой среде благодаря знаительным градиентам давления и физическим свойствам глетчерного льда.

С первым типом связано формирование различных динамических фаций монолитных морен материковых оледенений, со вторым – перестройка отложенного моренного пласта и неоднократное нагромождение чешуй морены и пород ледникового ложа, которые нередко включаются в виде крупных блоков (гляциошарьяжей) в строение моренного пласта (чешуйчатые и конечные морены). Наконец, третий тип провоцирует глыбовый сход потоков ледовых лавин, с которым нередко бывают связаны экологические катастрофы. В настоящее время подобные процессы характерны для некоторых горных ледников, нередко наблюдаются в Гренландии, а также геологическими критериями устанавливаются в краевой части последнего плейстоценового ледникового покрова Русской равнины.

Специфичность процесса ледового типа седиментогенеза состоит в том, что захват материала, его транспортировка и отложение происходят почти одновременно. Более того, преобразование мореносодержащего льда в отложенную морену происходит под движущемся льдом, а осадконакопление – при постоянном воздействии значительного стресса. Последний оказывает существенное воздействие как на транспортируемый, так и на откладываемый материал [Лаврушин, 1976]. При этом, как было обнаружено при изучении морен, в процессе их формирования имитируются некоторые явления катакластического метаморфизма. Это проявляется не только в макростроении, например, донных морен, но и в минеральных преобразованиях. В целом можно констатировать, что основная морена занимает промежуточное положение между чисто осадочными и метаморфическими породами, ее накопление сопровождается конседиментацинным гляциокатакластическим метаморфизмом. В этом процесс формирования основных морен существенно отличается от осадочного процесса, свойственного как водной среде, так и обычным субаэральным обстановкам.

В стадию деградации оледенений в краевой части ледникового массива происходит образование мощных гравитационных потоков разной плотности. В водной среде с ними связано накопление толщ флювиогляциальных отложений, перигляциального аллювия и озерно-ледниковых отложений приледниковых водоемов.

С климатическим фактором связано также изменение интенсивности склоновых процессов на переходе от оледенения (стадиала) к межледниковью (межстадиалу) и наоборот.

Широко распространенными в континентальных четвертичных отложениях фиксируются

[1] В ледниковое время в зоне материковых оледенений за счет возникших мощных ледниковых покровов гипсометрические различия даже в пределах платформ оказывались значительными.

проявления вязко-пластического (пластообразного) течения поверхностных отложений. Комплекс отложений, образующихся в ходе вязко-пластического течения материала в своей основе имеет климатогенную и гравитационную природу. С данным типом течения в криолитозоне связано формирование солифлюкционных отложений. Возникновение последних, как известно, обусловлено уменьшением прочности пород на границе деятельного и мерзлотного слоев. В результате при повышении влажности деятельного слоя под воздействием гравитации происходит его отрыв от вечномерзлого слоя, что способствует образованию вязко-пластического течения увлажненного грунта.

Вязко-пластическое течение поверхностных отложений широко распространено также в гумидных и семиаридных областях, где с ним связано формирование делювия.

В горных районах вязко-пластическое пластообразное течение материала в ряде случаев способствует возникновению связных селей.

Следующий фактор, на котором необходимо остановиться – это экструзивно-эксплозивный вулканизм. В районах проявления последнего нередко происходит выпадение раскаленной пирокластики на лед и снег, что способствует образованию катастрофических лахаровых потоков.

Второй момент, связанный с вулканизмом, – это подледные извержения, в ходе которых образуются мощные водные потоки, названные в Исландии ёкудль-хлаупами. По данным исландских ученых расходы воды в некоторых ёкудль-хлаупах в отдельные моменты сравнимы с расходами Амазонки. В ходе прохождения подобных потоков, переносящих громадную массу наносов (известны мощности отложений ёкудль-хлаупов до нескольких сотен метров), происходит очень высокое энергетическое воздействие на ложе. В результате осадочные рыхлые породы ложа приходят в движение и представляют собой высокоплотностной слой отложений, в какой-то степени аналогичных конвейерной транспортерной ленте. Эта "лента" обуславливает и создает благоприятные условия для перемещения громадных глыб базальтов, достигающих размеров со стандартный двухэтажный дом.

Приведенный краткий обзор основных факторов, способствующих образованию гравитационных потоков, позволяет констатировать достаточно широкое их распространение в различных климатических, геоморфологических и геодинамических обстановках. Кроме того специфика этих потоков дает основание существенно уточнить седиментационные процессы формирования многих генетических типов континентальных отложений. Поэтому ниже мы в кратком виде рассмотрим особенности седиментогенеза некоторых из них с позиций субаэрального турбидитового осадконакопления.

2. Роль гравитационных плотностных потоков в накоплении некоторых генетических типов континентальных отложений

В настоящем разделе излагается лишь несколько примеров, на основе которых рассматривается роль гравитационных высокоплотностных потоков в накоплении некоторых генетических типов континентальных отложений. Это позволяет принципиально по-новому рассмотреть особенности процессов седиментогенеза, характерных для некоторых из этих образований.

Как отмечалось выше, одной из характерных особенностей четвертичного периода является их распространение в высокоширотных и бореальных широтах покровных оледенений. В стадию деградации оледенений происходит образование мощных толщ флювиогляциальных отложений, перигляциального аллювия и своеобразных озерно-ледниковых, а также ледниково-морских отложений на мелководных гляциальных шельфах.

Изучение флювиогляциальных отложений в областях современного оледенения (Гренландия, Исландия, Шпицберген) показало, что в зоне их распространения нередко встречаются гряды, окаймляющие русла водных потоков. Эти гряды обычно сложены крупновалунным материалом. Высота их достигает 1.0–1.5 м при протяженности в несколько десятков метров. Образование этих гряд связано с прохождением по руслу гляциоселей, перегруженного обломочным материалом водо-каменного потока. При этом в латеральной части потока, где скорости течения потока меньше, происходит нагромождение упомянутых гряд. Наоборот, в стрежневой части потока – скорости течения существенно выше и весь даже крупный материал проносится дальше (рис.).

Очевидно, что при анализе строения плейстоценовых флювиогляциальных отложений возможность появления среди них подобного типа образований необходимо иметь в виду. Более того, описанные гряды а в погребенном состоянии представляющие собой нередко скопления крупновалунного материала можно рассматривать как фацию латеральных частей гляциоселя, отложения которого накапливались на сравнительно небольшом удалении от краевых морен. В южной Исландии, например, в поле распространения флювиогляциальных отложений, встречаются озоподобные гряды, которые некоторыми исследователями только исходя из морфологического облика прини-

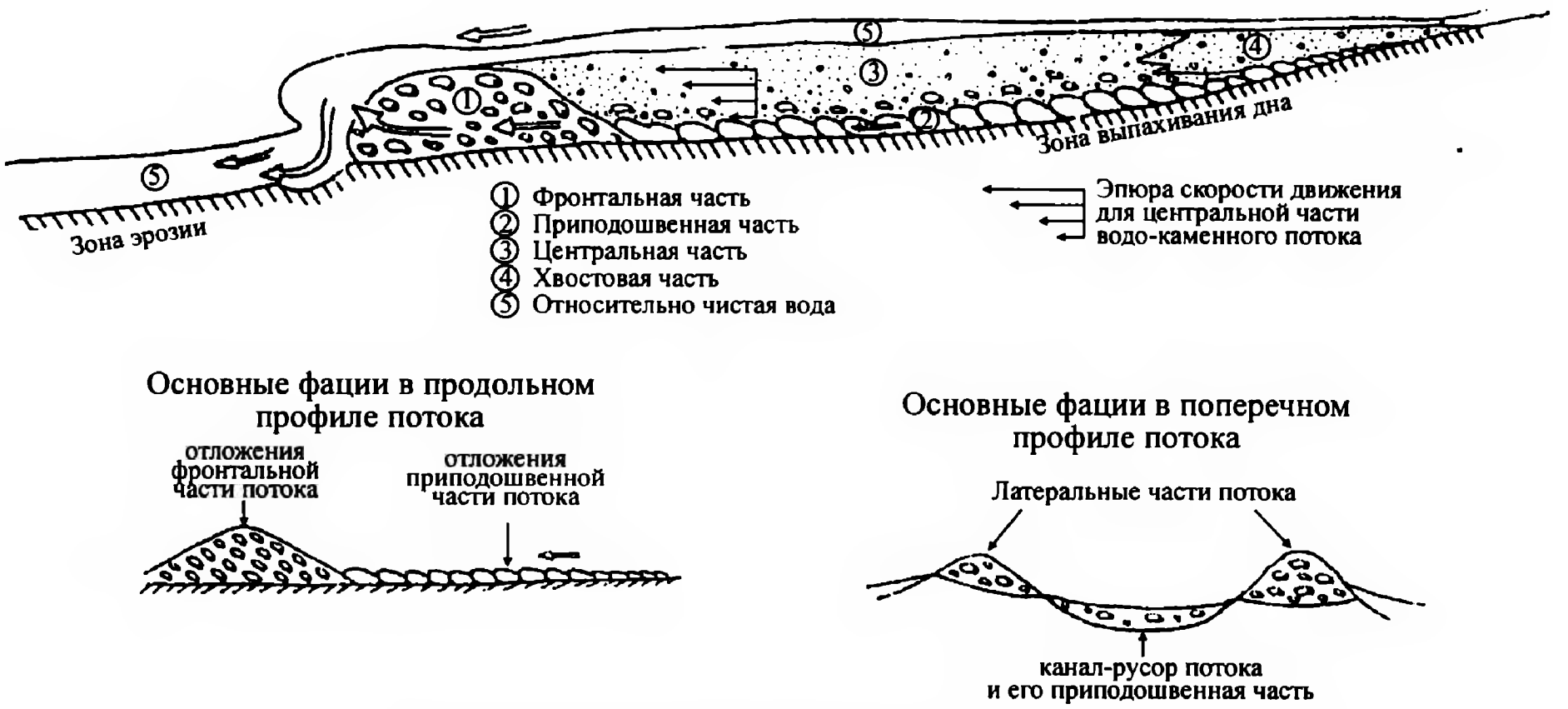


Рис. Строение водо-каменного потока в продольном профиле

маются за типичные озы. В качестве альтернативной точки зрения можно высказать предположение о том, что эти гряды представляют собой латеральные нагромождения материала водо-каменных потоков, возникших вследствие подледных извержений, столь характерных для Исландии. В правомочности подобного представления убеждает нас то, что формы рельефа как бы "утопают" в песчаной йокудльхлаупо-флювиогляциальной равнине, часто не обнаруживая при этом какой-либо видимой связи с моренами.

В невулканических областях плейстоценового материкового оледенения среди широко распространенных флювиогляциальных отложений также намечаются образования, которые можно связать с водными потоками, также имевшими повышенную плотность. В этом отношении мы ограничимся лишь двумя примерами. Первый из них - это зандровые отложения. Детальные исследования текстурных особенностей строения зандров, проведенные в Прибалтике и в Центральных районах Русской равнины, показали, что среди них (помимо гляциоселей) выделяются две толщи. В нижней из них преобладают горизонтально слоистые плохо сортированные пески, отнесенные А.П. Миколаускасом [1976] к так называемой "плоской" фазе седиментации. Для них оказывается свойственно наличие "плавающих" в песке отдельных галек, иногда сконцентрированных в "цепочки". Разнородность гранулометрического состава, горизонтальная слоистость, позволяют предполагать, что водный поток был перегружен наносами. Плотность потока наносов была, видимо, достаточной для переноса галек во взвешенном состоянии. Преобладание в толще горизонтальной или слабо наклонной слоистости, по нашему мнению, свидетельствует о том, что главным фактором осадконакопления послужило не турбулентное, а ламинарное течение. Не исключено также, что под воздействием этого типа течения в потоке, несущем взвешенный материал, в ходе его транспортировки происходила дифференциация материала по плотности, что способствовало возникновению в процессе аккумуляции горизонтальной слоистости.

Для нижней части толщи флювиогляциальных отложений иногда оказываются характерны мощные пачки неслоистых песчаных отложений, которые по своему внешнему виду близки к так называемым отложениям зерновых потоков. Подобного типа отложения можно рассматривать как фацию потока перегруженного достаточно однородным в гранулометрическом отношении песчаным материалом, имеющим пастообразную высокоплотностную консистенцию.

Наконец, необходимо обратить внимание на два обстоятельства. Первое из них связано с тем, что иногда в отложениях талых водных потоков оказываются во взвешенном состоянии достаточно крупные валуны. Это явление было описаны Г.В. Холмовым [1988] в качестве одной из особенностей нижнегоряинского и новохоперского аллювия Прадона, что позволяет рассматривать его как отложение высокоплотностного потока, связанного с древнейшими оледенениями Русской равнины.

Второе обстоятельство характерно для верхней части толщи флювиогляциальных отложений, которая иногда залегает в виде достаточно протяженного пласта или достаточно крупных линз песчаного материала. Для этой части толщи флювиогляциальных отложений оказывается характерна большая гамма типов косой слоистости, обычно свойственная дюнной форме волочения материала в придонной части водного потока и в конечном итоге отражающая турбулентный тип течения водного потока. Эта толща рассматривается нами как отложения аллювия мелких потоков, перемывающих ранее отложенный водноледниковый материал и текущих по флювиогляциальной равнине в значительном удалении от края ледникового покрова.

Таким образом, признание высокой плотности флювиогляциальных потоков позволяет рассматривать их осадконакопление с принципиально иных позиций [Лаврушин, 1963; Lavrushin, 1995]. В этом отношении седиментогенез флювиогляциальных отложений практически оказывается не связанным с турбулентным течением, свойственным для современного аллювия, например, равнинных рек умеренной зоны (табл. 1). Вероятно, это явилось одной из причин неудач, связанных с созданием принципиальной схемы строения флювиогляциальных отложений и разработкой общей седиментологической концепции их образования. По нашим представлениям, последняя, может быть создана лишь при признании значительной плотности придонных частей потоков, постоянно меняющейся интенсивности абляции и значительной роли в процессах осадконакопления ламинарного течения, водно-песчаных и водно-каменных селей и, наконец, дельтовых отложений. Последние в настоящей статье лишь упоминаются, но не рассматриваются, поскольку они требуют специального подхода.

Для получения реальных представлений о транспортирующей способности флювиогляциальных потоков, можно сослаться на данные, полученные вблизи небольших ледников в Норвегии. Здесь установлено, что максимальное содержание транспортируемых наносов, несколько предшествующее максимальному расходу воды может превышать 20 000 кг/час [Ostrem, 1975].

Что касается упоминавшегося выше перигляциального аллювия, то характерной особенностью его строения является наличие в толще этих образований отложений руслового аллювия, небольших проток, а также старичного аллювия [Лаврушин, 1963]. Отсутствие пойменного аллювия достаточно однозначно свидетельствует о том, что водный поток не выходил за пределы интенсивно бифуркируемого русла. Следующей особенностью этого типа аллювия является преобладание в нем горизонтальной слоистости и лишь в редких случаях можно наблюдать отдельные маломощные линзы с косой диагональной слоистостью. Горизонтальная слоистость свидетельствует с нашей точки зрения о преобладании в руслах ламинарного типа течения, а Г.И. Горецкий [1958] рассматривал эти образования даже как отложения проточных озер. Судя по редким линзам с косой слоистостью, турбулентное течение при формировании подобного аллювия играло незначительную роль, и возникновение его было кратковременным и происходило может быть лишь в моменты существенного ослабления расходов водных потоков тающего ледника (резкое ослабление абляции) с относительно небольшим количеством переносимых наносов.

Преобладание ламинарного течения свидетельствует, как отмечалось выше, о значительном количестве взвешенных наносов и высокой плотности потока.

Необходимо отметить, что в определенных условиях высокоплотностные потоки в речных долинах могут возникать и вне связи с ледниковой обстановкой. В этом отношении речь идет о суспензионно-мутьевых потоках, формирующих аллювиальные толщи низовий рек Яны, Индигирки и Колымы. Во время весенних и летних половодий эти реки за счет боковой эрозии, обогащаются огромным количеством взвешенного материала [Лаврушин, 1963].

В результате значительно обогащенный взвешенными наносами поток движется подобно тяжелой жидкости во вмещающей его воде. Характерной особенностью литологического облика отлагающихся осадков подобных суспензионно мутьевых потоков является четко выраженная горизонтальная наслоенность в толще однородного в гранулометрическом отношении материала. Возникновение подобной наслоенности в седиментационном плане пока еще не до конца выяснено. Поэтому в настоящее время о процессе седиментогенеза можно высказаться лишь в предположительной форме. В этом отношении оригинальность процесса седиментогенеза возможно состоит в постепенном уменьшении скорости перемещения и уплотнении нижних частей потока взвешенных наносов за счет возрастающего трения о дно речного русла. В результате в толще прекративших свое движение наносов (возможно, даже еще замедленно двигавшихся) могли происходить микросрывы, которые фиксируются в разрезах в виде горизонтальной наслоенности, придающей толще очень однородный

Таблица 1. Генетическая классификация высокоплотностных потоковых водно-ледниковых отложений и парагенетически связанные с ними образования иных генетических типов

Группа фаций	Фации и субфации
Отложения плотностных потоков флювиогляциальных равнин	Отложения фации гляциоселей: а – конусообразные нагромождения валунного материала, связанные с неоднократным спуском эфемерно возникающих небольших приледниковых водоемов; б – грядовые крупновалунные отложения, оконтуривающие линейно вытянутые крупные каналы эрозионного выпахивания, образованными катастрофическим спуском вод приледниковых водоемов
	Отложения фации гляциозерновых потоков – плохо сортированные неслоистые толщи песков
	Отложения фации ламинарного течения с начальной формой внутренней плотностной дифференциации – преимущественно толщи плохо сортированных песков с горизонтальной наслоенностью (фация «скольжения» потока наносов по ложу)
	Отложения фации ламинарного течения с четкой внутренней плотностной дифференциацией между подошвенной и вышележащими частями потока. Представлены толщей горизонтально-слоистых песков с базальным песчано-галечным скоплением (ковер волочения) в основании
Группа фаций перигляциального аллювия	Отложения крупных русел с преобладающей горизонтальной слоистостью Отложения мелких проток Отложения стариц
Группа фаций дельтовых отложений	Отложения фаций наземных и подводных дельт
Группа фаций русловых потоков аллювиального седиментогенеза	Отложения фации русловых потоков аллювиального типа
Группа фаций эоловых отложений	Отложения фаций аккумулятивных эоловых образований Отложения фаций дефляционных эоловых процессов

по механическому составу русловой аллювий ординального облика. Важной литологической особенностью подобного горизонтально-наслоенного руслового аллювия является примерно одинаковая мощность образующихся слойков (5–10 см) и соответственно четко выраженная монофациальность.

Наконец, в завершении рассмотрения отложений высокоплотностных потоков, формирующихся в приледниковой зоне, необходимо очень кратко остановиться на озерно-ледниковых и ледниково-морских отложениях (последние рассматриваются на примере мелководных гляциальных шельфов – севера Европейской России и Канады). Эти типы отложений формируются благодаря наличию в водоемах, соседствующих с краем ледника, суспензионно-мутьевых потоков, впадающих в первом случае в пресноводный водоем, а во втором – в солоновато-водный. В обоих случаях рассматриваемые отложения представлены так называемыми ленточными глинами.

В строении ленточных глин участвуют два элементарных литологических слойка. В основании имеется слой мелкого алеврита, а в верхней части – слой пелита. Это послужило основанием многим исследователям рассматривать каждую пару слойков как годичный цикл осадконакопления. При этом алевритовые слойки обычно относились к летним, а пелитовые – к зимним сезонным слоям. Таким образом, важнейшей особенностью строения толщи является четко выраженная градационная слоистость. Иногда в разрезах можно наблюдать как алевритовые слои срезают нижележащие пелитовые. Установлены также пространственные закономерности в изменении мощности слойков разного материала, что может быть связано с изменениями в расстоянии от источника поступления наносов в бассейн осадконакопления. По представлениям ряда исследователей, образование ленточных гляциоритмов связано с поступлением в озерные приледниковые водоемы суспензионно-мутьевых потоков (особенно значительных вследствие усиления абляции в летнее время), которые растекаются в придонной толще воды как тяжелая жидкость. Отмеченное выше, наблюдавшееся иногда срезание глинистых слойков позволяет говорить о достаточно активной эрозионной способности суспензионных потоков в придонной толще воды. Формирование глинистых слойков связывается, как отмечалось, обычно с зимним временем, когда происходит затухание абляции. Необходимо отметить, что в целом механизм накопления ленточных глин сопоставляется с турбидитовыми потоками вещества, т.е. речь идет о формировании отложений под воздействием процессов, свойственных автокине-

тическому осадконакоплению. В ходе перемещения подобного гляциосуспензита в силу разных скоростей движения по вертикали можно допустить, что внутри его может происходить расслоение материала по гранулометрии, что способствует возникновению ритмичной слоистости. Это подтверждается также экспериментальными исследования суспензионных потоков, в которых обнаруживается четкое гранулометрическая расслоенность, которая и является одной из причин формируемых отложений. При этом соотношение мощностей гранулометрически разных слоев зависит от плотности потока. С высокоплотностными потоками мощность зернистых слойков, как правило, больше мощности глинистых [Кюнен, 1969]. С этих позиций объясняется формирование гляциотурбидитов суспензионного типа в фьордах Скандинавии и Шпицбергена [Everhoi et al., 1983, 1989], а также на Кольском полуострове [Колька, 2005; Колька, 2004]. Необходимо также добавить, что вблизи ледникового края последнего оледенения в центре Баренцевого моря с высокоплотностными потоками связано формирование гляциотурбидитов иного типа (табл. 2). В этом случае в толще глинистых или мелкоалевритовых отложений имеется скопления глинистых окатышей, иногда сконцентрированных в маломощные прослои, а иногда распределенных без видимой закономерности [Лаврушин, Чистякова, 1988]. При этом возникновение окатышей связывается с размывом мореносодержащего льда, а возраст образующего их глинистого материала является верхнемеловым. Как показано, в данном случае совершенно необязательным является относить каждую пару слойков к годичным. Подобный подход частично подтверждается тем, что в некоторых современных неледниковых озерах ленточного типа слоистость образуется в настоящее время. В этом отношении чрезвычайно важные наблюдения были сделаны над ритмичными осадками в оз. Валлензе в Швейцарии [Романовский, 1988]. Это не ледниковое озеро, хотя современные осадки представляют собой типичные варвы. Образование их связано с прохождением набольших мутьевых потоков, обусловленных паводками впадающей в озеро р. Линт.

Теперь несколько замечаний о гляциоритмитах, накапливающихся в депрессиях дна моря и, возможно, в ледовых заливах в краевой части последнего ледникового покрова на мелководном шельфе в юго-восточной части Баренцева моря, а также на Мурманской банке. В отличие от "пресноводных" гляциоритмитов, в подобных образованиях Баренцева моря иногда встречаются маломощные прослои, представленные мореноподобными суглинками, содержащими кластический материал. Появление их связывается нами с кратковременной осцилляцией края ледника, с которого сплывал абляционный моренный материал.

Наконец, необходимо отметить еще одну важную седиментологическую особенность этапа последнего позднеледниковья. Ритмично слоистые ленточные отложения формируются в это время также вне связи с лениковыми щитами. В данном случае речь идет о раннехвалынских отложениях Каспийского моря, развитых на обширной территории Северного Прикаспия. Их формирование также связывается нами с суспензионно-мутьевыми потоками, возникшими в результате деградации вечной мерзлоты, высокой динамичности колебаний уровня моря раннехвалынской трансгрессии, вызвавшей интенсивную абразию берегов, сложенных глинистыми породами. Кроме того, с этим же временем связан активный вынос глинистого материала по овражной сети и склонам в морской бассейн, что также способствовало образованию плотностных потоков. Об интенсивности склоновых процессов в это время можно судить по нашим наблюдениям в бассейне верхнего Дона. В этом районе (пространственно не имеющим какой-либо связи с оледенением) в позднеледниковье материал, сносимый со склонов и выносимый из оврагов и балок, нередко перегораживал русла небольших рек и образовывал эфемерно существовавшие подпруженные водоемы.

Ритмичнослоистые отложения формировались также на склонах [Лаврушин, 1965]. Завершая рассмотрение данных образований можно сделать вывод о том, что в позднеледниковье последнего оледенения на обширных равнинных пространствах Европейской России, Польши создались благоприятные условия для накопления полигенетичных ритмичнослоистых отложений, которые характеризуют определенный седиментологический этап в накоплении четвертичных отложений.

"Морские" гляциоритмы, как отмечалось, являются одной из фаций ледниково-морских отложений, не содержат какой-либо инситной морской биоты. На некоторых участках моря мощность этих гляциоритмитов достигает 70 м, а время накопления их оценивается в 2–2.5 тыс. лет. Это однозначно свидетельствует о лавинной скорости осадконакопления подобных образований и соответственно седиментологической катастрофе. Более того, огромное количество суспензионно-мутьевого материала в водной массе препятствовало проникновению в образовавшиеся вблизи края

Таблица 2. Генетические типы верхневалдайских гляциоморских отложений (ССК II) в восточной части Баренцева моря [Эпштейн, Лаврушин, 2003]

Генетические типы отложений		Присутствие в разных типах разреза ССК II	
		Южный тип	Северный тип
Гляциотурби-диты	Гляциосуспензиты	Доминируют	Развиты широко.
	Осадки высокоплотностных потоков	Встречаются редко	Развиты широко
Отложения гляциальных грязевых оплывин (потоков)		Встречаются часто	Развиты локально
Айсбергово-морские осадки			Встречаются редко
Субмаринные флювиогляциальные отложения приледниковых конусов выноса		Развиты в виде крупных ареалов	

ледникового покрова заливы морской биоты. Подобная ситуация зафиксирована польскими исследователями вблизи ледников Шпицбергена, спускающихся в фиорды.

Рассмотрим теперь влияние вязко-пластического пластообразного течения на формирование некоторых генетических типов континентальных отложений. Подобный тип гравитационного перемещения поверхностного рыхлого материала достаточно широко распространен в краевых областях материковых оледенений, в современной криолитозоне, в перигляциальных областях, в зонах активного вулканизма, а также в орогенных областях с высокой энергией рельефа. Перечисленное позволяет говорить о том, что комплекс отложений, формирующийся при пастообразном течении материала, имеет в своей основе как климатогенную, так и аклиматогенную природу. С подобным типом течения связаны абляционные морены, солифлюкционные отложения, частично, лессовидные и так называемые покровные отложения, а также делювий, пролювий, горный аллювий, а в пределах платформенных областей – овражно-обломочные накопления и их конуса выноса.

В горных районах пластообразное течение материала свойственно главным образом связным селям, играющим значительную роль в строении пролювия и горного аллювия. Возникновение селей обусловлено наличием продуктов разрушения горных пород, достаточного количества воды и рельефом [Флейшман, 1978]. Основной транспортирующей средой является присутствие воды, способствующей образованию водно-грунтовой суспензии или высоковязкой глинистой пасты. Среди селей по количественному содержанию воды и продуктов разрушения горных пород и их типов выделяют следующие типы: водно-каменные, водно-песчаные, грязевые, грязекаменные, водно-снежно-каменные.

Отложения связных селей представляют собой суглинистую массу, переполненную обломками горных пород; плотность этих образований может достигать 2.3 кг/м^3, т.е оказывается близка к донным моренам материковых оледенений, накопление которых происходило в условиях стресса под движущимся ледником. В днищах горных рек, как известно, сели образуют мощные нагромождения в виде валообразных гряд, ориентированных чаще всего вдоль русла рек. По выходе из гор на прилежащую к ним равнину или внутригорную депрессию сели участвуют в процессе формирования пролювиальных конусов и шлейфов. В долинах горных рек в строении террас отложения селей играют значительную роль и, по мнению А.В. Кожевникова [1966], заслуживают выделения в качестве особой фации горного аллювия. Подобное представление имело важное значение, поскольку при изучении горного аллювия нередко используется даже значительная часть терминологии, которая свойственна анализу строения аллювия равнинных рек [Кожевников, 1966; Чистяков, 1978]. Вместе с тем формирование горного аллювия имеет ряд своих принципиальных особенностей.

При изучении горного аллювия четко выделяется несколько типов отложений, выявляющих его индивидуальность. Наиболее простой из них – это единичные крупные глыбы или их скопления, представляющие собой обвальные отложения или достаточно широко распространенную в горных долинах фацию отложений обвалов (коллювий). В горных ущельях с крутыми склонами подобного типа образования представляют собой достаточно частое явление.

Далее, среди толщ горного аллювия нередко встречаются отложения связных селей, о которых говорилось выше. В ряде разрезов можно наблюдать черепитчатую укладку валунов и галек, с почти поперечной или диагональной ориентировкой длинных осей обломочного материала по отношению к направлению течения водного потока. Эти отложения в данном случае рассматриваются нами как отложения фации латеральной части водо-каменного селевого потока.

Как известно, в горных реках во время паводков образуется так называемый "активный слой русла", представляющий собой слой подвижных донных наносов, состоящий из грубого валунно-галечного материала (своеобразный "ковер волочения"). В перегруженном наносами потоке преобладает так называемое бурно-кипящее беспорядочное течение. При этом продолжающая двигаться вышерасположенная часть водного потока оказывает на остановившийся слой двоякое воздействие. Во-первых, бурно-кипящее течение водного потока вымывает находящийся под хвостовыми (обращенными вверх по течению) частями крупных валунов более мелкий песчано-галечный материал, что способствует их частичному запрокидыванию и приобретению черепитчатоподобного наклона. Во-вторых, продолжающая двигаться вышерасположенная часть потока наносов оказывает сдвиговое воздействие на первично остановившийся русловой аллювий (валунный слой), усугубляя при этом его черепитчатое положение. По мере спада половодья на первично отложенный слой с черепитчатым расположением валунного материала по сути одновременно происходит отложение следующих порций грубого руслового аллювия. Но в связи с тем, что для последующей аккумуляции материала свойственна меньшая скорость течения водного потока – для верхних частей аллювия черепитчатое залегание валунов является не столь уж характерным. Более того, в связи с меньшей скоростью течения водного потока фиксируется утонение гранулометрического состава вверх по разрезу аллювиальной толщи.

Одной из характерных особенностей речных долин горных рек является их резко выраженное четковидное строение, связанное с последовательной сменой участков суживания и расширения долин. Естественно, что подобная морфология речных долин в первую очередь обусловлена особенностями геотектоники.

На участках расширения долин русло рек нередко разбивается на множество рукавов, течение замедляется и соответственно гранулометрический состав аллювия утоняется. Тем не менее отложения фаций пойменного аллювия отсутствуют, поскольку практически весь расход воды в половодье умещается в многочисленные русла и почти не выходит за их пределы. В этой связи можно констатировать, что аллювий горных рек представлен преимущественно русловыми образованиями. При этом в отличие от аллювия равнинных рек значительная роль принадлежит склоновым гравитационным образованиям, а также отложениям селевых потоков различного типа.

Изложенные особенности отложений руслового аллювия горных рек необъяснимы с позиций признания поперечной циркуляции водных струй и могут быть объяснимы только жидкотекучим состоянием потока наносов, приближающегося по своим параметрам к несвязным селям. С этой точки зрения находит более ясное объяснение многорукавный характер русел горных рек в межгорных депрессиях, в которую на выходе из гор в связи с резким изменением уклона продольного профиля происходит сброс несомого материала, нагромождение его в виде валов, отделяющих отдельные протоки друг от друга. Эти валы представляют собой отложения редуцированной фации селевых образований. Но необходимо напомнить, что в отличие от прирусловых валов равнинных рек, образующихся в ходе турбулентного течения водного потока, продольные прирусловые валы горных рек, даже в пределах расширения долин чаще всего генетически связаны с принципиально иным механизмом. Суть последнего, как отмечалось выше, состоит в том, что в латеральных частях селевых потоков меньше скорости и происходит более быстрое нагромождение материала.

Следует также дать некоторые пояснения о меженном состоянии водного потока. В связи с малым содержанием в потоке переносимых наносов значительную роль начинает играть зачаточное турбулентное течение, характерной особенностью которого является поперечная циркуляция водных струй, и в это время формируется аллювий близкий по гидродинамическим законам русловых потоков, описанных для равнинных рек [Шанцер, 1951]. Таким образом, горный аллювий в генетическом плане представляет собой сложное образование, состоящее как из отложений разной плотности автокинетических потоков, так и собственно аллювиальных образований в узком понимании этого термина. При этом, основная часть аккумулируемого материала в руслах горных рек связана с его сгруживанием из латеральных частей селевых потоков и частичным его перераспределением в межень.

Более того, обстановки осадконакопления во внутридолинных депрессиях, с нашей точки зрения, заслуживает выделения в комплекс особых фаций отложений горного аллювия, который условно можно назвать комплексом лавинного сброса несомого водным потоком обломочного материала.

Наконец, необходимо отметить еще одну особенность седиментогенеза, характерную для долин горных рек. Речь идет о возникающих в долинах озерных водоемах и последующем их

спуске. Сам процесс спуска подпруженных водоемов в западной литературе иногда называется седиментологией потопов.

Возникновение подпруженных озерных водоемов может быть обусловлено тремя причинами.

Первая из них может быть связана с громадными осыпями, обвалами и оползнями, возникновение которых было спровоцировано главным образом сейсмическими процессами. Вторая причина может быть обусловлена прохождением ледовых лавин, подпруживающих притоки, впадающие в основную долину, являвшуюся ложем упомянутых лавин. Подобные явления были зафиксированы гляциологами на ледниках Медвежьем и Колка.

Третья причина – это образование так называемых дилювиально-подпрудных озер, возникновение которых было обусловлено прохождением фладстримов. В данном случае речь идет о катастрофических половодьях, происходивших в конце оледенений. Эти водные потоки переносили огромное количество наносов и, пользуясь терминологией, принятой в нашей стране, представляли собой мощные водо-каменные сели. Эти сели нередко откладывали в устьях притоков мощные толщи отложений, блокировали сток притоков и способствовали возникновению подпрудных озер. В ходе переполнения этих озер, нередко сочетающегося с сейсмическими процессами, происходил катастрофический спуск подпрудных водоемов, обладавший огромной эрозионной способностью, приводивший к частичному уничтожению ранее сформированных террас и созданию более молодых примерно одновысотных террасовых поверхностей. Это существенно усложняет реконструкцию геолого-геоморфологической истории долин горных рек, что не всегда учитывается исследователями. В этой связи важно еще раз подчеркнуть, что прохождение катастрофических фладстримов нередко приводило к уничтожению ранее сформированных террас и образованию новых, более молодых элементов эрозионно-аккумулятивного рельефа, гипсометрически почти не отличающихся от ранее существовавших.

Учитывая все изложенное, можно заключить, что в целом принципиальная схема строения горного аллювия должна быть принципиально иной, чем представлялось ранее. Основными ее отложениями должны быть следующие многофациальные образования: разного типа селевые отложения, гравитационные образования, аллювий, долинные флювиогляциальные отложения, лавинные образования, отложения подпрудных озер и вновь созданные эрозионно-аккумулятивные элементы долинного микрорельефа, близкие по своей гипсометрии благодаря катастрофическим суперполоводьям к ранее существовавшим.

Рассмотренный выше материал позволяет сделать некоторые обобщения, имеющие важное значение для дальнейшей разработки теории континентального и частично шельфового седиментогенеза и его экологического эффекта. Прежде всего устанавливается значительная роль субаэрального турбидитового (и гляциотурбидитового, в частности) осадконакопления при формировании континентальных и шельфовых (в пределах гляциальных шельфов) отложений, наиболее выразительные формы которого представлены в виде пластического, различной плотности пастообразного, разжиженного и суспензионного перемещения осадочного материала, которое сопровождается зарождением и формированием нового вещества. Вместе с тем, роль субаэрального турбидитового осадконакопления в формировании различных генетических типов оказывается неодинаковой. Как было показано, ряд генетических типов оказывается практически нацело связан с процессами пластического течения. В особенности, это относится к донным моренам и к склоновым отложениям. С вязкопластическим течением материала пастообразных грязевых потоков связано накопление абляционных морен, солифлюкционных отложений, связных селей, частично пролювия и делювия, некоторых типов оползней. Возникновение всех указанных образований обусловлено в своей основе высокоплотностными потоками вещества. С низкоплотностными потоками связано перемещение вещества в виде жидкостно-текучего состояния. Это активно движущийся материал в руслах горных рек, зерновые потоки, возникающие при формировании флювиогляциальных отложений, суспензионные потоки, движущиеся подобно тяжелой жидкости в воде и характерные как для перигляциального аллювия, так и для озерно-ледниковых отложений.

Как ясно из изложенного, по пространственному распространению рассмотренный тип осадконакопления может быть ареальным, линейным или локальным. Одновременно встает вопрос о длительности проявления процессов субаэрального турбидитового осадконакопления. Она оказывается достаточно разнородной. Известно, что, например, продолжительность последнего оледенения оценивается примерно в 10000 лет. Это значит, что накопление ледниковых отложений на достаточно значительных пространствах суши, которые формировались, главным образом, в ходе пластического и вязко-пластического течения,

продолжалось значительное время. Как ясно из изложенного, имеются осадочные образования, распространенные ареально, продолжительность накопления которых составляет всего 2–2.5 тыс. лет, но имеющих лавинные скорости осадконакопления. С другой стороны, накопление некоторых образований с геологической точки зрения происходит практически мгновенно. В данном случае, речь может идти о потоковых оползнях и селях. Наконец, можно говорить о сезонных проявлениях субаэрального турбидитового осадконакопления, с которыми связано накопление пролювия, горного аллювия, перигляциального аллювия, солифлюкционных отложений и некоторых других типов отложений. Таким образом, в таксономическо-временном плане выделяется три группы образований: длительно и относительно кратковременно формирующиеся, сезонные и мгновенно-катастрофические. Вместе с тем, приведенный материал показывает, что в истории позднего плейстоцена прослеживается определенная ритмичность интенсивности проявления субаэрального турбидитового осадконакопления, выражающаяся в том, что в холодные ледниковые, межстадиальные этапы и переходные фазы, например от холодных к теплым, рассматриваемые процессы проявлялись наиболее интенсивно. В какой-то степени условно эти этапы можно именовать этапами преобладающего субаэрального турбидитового (в том числе гляциотурбидитового) осадконакопления, хотя этот процесс ограниченно оказывается свойственен для ряда генетических типов континентальных отложений и в современных климатических обстановках. Наконец, необходимо обратить внимание еще на один момент. В частности, речь идет о внутренней ритмичности процесса рассматриваемого типа осадконакопления. В особенности это может быть четко выражено, например, в строении горного аллювия, в котором наряду с собственными аллювиальными отложениями нередко встречаются образования различных типов селей, фладстримов, ледовых лавин и даже озерных отложений. Подобное сложное строение горного аллювия отражает полный цикл осадконакопления, который далеко не всегда оказывается выраженным столь идеально.

Характерным типом отложений, отражающих внутреннюю ритмичность субаэрального турбидитового осадконакопления, являются гляциоритмиты приледниковых водоемов. Вместе с тем, отложения связных селей не обнаруживают какой-либо внутренней цикличности. Таким образом, отложения, связанные с субаэральным турбидитовым осадконакоплением на суше, могут быть совершенно разнородными – от гомогенных до четко выраженных ритмичных.

Приведенный анализ материала позволяет многие вопросы седиментогенеза континентальных отложений рассматривать не традиционно, а с позиций субаэрального турбидитового осадконакопления, которые дают возможность более полно интерпретировать природные события. Это имеет важное значение для более полной реконструкции палеогеографических обстановок и созданию целостной концепции континентального седиментогенеза. Одновременно, признание значительной роли субаэрального турбидитового осадконакопления имеет существенное значение для понимания многих геоэкологических проблем, в частности, это имеет прямое отношение к пониманию возникновения многих катастрофических природных событий.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 05-05-65084 и 05-05-64790).

Литература

Горецкий Г.И. О перигляциальной формации // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1958. № 22. С. 38–53.

Колька В.В. Геология и условия формирования позднеледниковых глин Кольского полуострова. Автореферат канд. диссертации. 1966. 22 с.

Колька В.В. Геология и генезис ледниково-морских ленточных глин. Сыктывкар, 2005. С. 187–188.

Кожевников А.В. Аллювий горных рек (фации, типы разрезов, условия формирования) // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 251–262.

Кюнен Ф. Экспериментальные исследования суспензионных потоков и глинистых суспензий // Геология и геофизика морского дна. М.: Мир, 1969. С. 59–87.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1976. 237 с.

Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений // Тр. ГИН АН СССР, вып. 87. М.: Наука, 1963. 265 с.

Лаврушин Ю.А. Некоторые особенности механизма накопления ритмично-слоистых отложений склонов // Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965. С. 91–103.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 288). М.: Наука, 1976. 234 с.

Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А. Гляциотурбидитовые отложения гляциального шельфа // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 1. С. 173–177.

Лаврушин Ю.А., Прасолов Н.Д., Спиридонова Е.А. и др. Эволюция процессов осадконакопления на склонах в связи с изменением климата // Лито-

логия и полезные ископаемые. 1989. № 1. С. 35–51.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах // М.: Наука, 1988. 308 с.

Миколаускас А.П. Флювиогляциальная седиментация и ее роль для расчленения слоистых текстур водно-ледниковых образований // Геоморфология и геология четвертичного периода севера Европейской части СССР. Петрозаводск, 1976. С. 47–57.

Романовский С.И. Седиментология // Л.: Недра, 1988. 201 с.

Флейшман Г.М. Сели // Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 198 с.

Холмовой Г.В. О влиянии на строение аллювия различных стадий перигляциального режима // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1988. № 57. С. 77–83.

Чистяков А.А. Горный аллювий. // М.: Недра, 1978. 257 с.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1951. Вып. 55. 301 с.

Эпштейн О.Г., Лаврушин Ю.А. Гляциоморская седиментация как особая стадия шельфового осадконакопления // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 4. С. 521–523.

Bouma A.H. Ancient and recent turbidites // Geol. Mijnbouw. E. 1964. No 43. P. 375–379.

Elverhoi A., Lonne O., Seland R. Glaciomarine Sedimentation in modern fjord environment, Spitsbergen // Polar Research. 1983. No 1. P. 127–149.

Elverhoi A., Pfirman S.L., Solheim A., Larssen B.B. Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplibied by the northern Barents sea // Marine Geology. 1989. V. 85. No 2–4. P. 225–250.

Kuenen Ph.H. Turbidity currents of high density // 18-th Intern. Geol. Congr. L., 1950. Pt. 8. P. 44–52.

Lavrushin Yu.A. A genetic classification of deposits of the Glaciofluvial flows // Questiones Geographical. 1995. Sp. issue 4. P. 205-208.

Ostrem G. Sediment transport in glacial meltwater streams // Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation, 1975. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special Publication no 23. Tulsa, Oklahoma, USA.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 66, 2005 г.

"... естественные сочетания элементарных склоновых процессов, выявляющиеся по обусловленным ими и реально наблюдаемым в природе типам эволюции морфологии склонов, мы только и будем понимать как особые самостоятельные формы склоновой денудации".
Е.В. Шанцер, 1966

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ СКЛОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ИСЛАНДИИ

А.Р. Гептнер

Склоновые отложения, синхронные вулканическим извержениям, обычно не образуют мощных толщ и, в общем, не играют большой роли в строении каких-либо геологических сооружений Исландии. Однако выявление их в составе вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований и характер соотношения с другими типами отложений помогает установить основные черты обстановки вулканических извержений и некоторые особенностей строения и развития вулканических сооружений.

Рассмотрим кратко геологическое строение Исландии. Основную роль в строении острова играют неоген-четвертичные и современные вулканические породы. Осадочные отложения составляют 5–10% в составе неогеновых толщ и заметно больше в четвертичных и современных отложениях.

Вулканогенные образования в Исландии традиционно подразделяются на четыре разновозрастных комплекса: "третичных базальтов" (миоцен-нижний плиоцен, 16–3 млн лет), "древних серых базальтов" (верхний плиоцен – плейстоцен, 3–0,7 млн лет), палагонитовую формацию, или формацию Моуберг (плейстоцен, 1,8–0,7 млн лет) и современные вулканиты (голоцен – исторические извержения) [Saemundsson, 1979, Перфильев и др., 1991]

В толще миоценовых плато-базальтов выделено несколько маломощных стратиграфических горизонтов, к которым приурочены осадочные (лигнит), вулканотерригенные и рыхлые вулканогенные (разнообразная тефра) отложения. Каждый такой стратиграфический горизонт состоит из отдельных линз или их переслаивания с лавовыми пачками прослеживающимися в толще платобазальтов на десятки и первые сотни километров.

Плиоценовые и четвертичные "древние серые базальты" приурочены к обрамлению неовулканической зоны. Комплекс "древних серых базальтов" сложен субаэральными и подушечными лавами, гиалокластитами, тиллитами и другими сопутствующими ледниковыми отложениями.

Главными компонентами формации Моуберг являются базальтовые гиалокластиты, подушечные лавы и брекчии, тиллиты. Формирование пород этой формации происходило при подледных (на территории острова) и подводных (на шельфе) извержениях базальтового материала.

Продукты голоценового и современного вулканизма связаны с активностью многочисленных (свыше 200) вулканов центрального и трещинного типа. Для 30 из них извержения зафиксированы в историческое время. Большинство из них сосредоточено в пределах западной и восточной ветвей неовулканических зоны. Общий объем изверженных продуктов за последнее тысячелетие, по оценке С. Тораринссона [Thorarinsson, 1967], составил около 40 км^3.

Все породы в Исландии по способу образования могут быть разделены на три генетические группы.

В первую группу входят собственно вулканогенные образования, представляющие собой непосредственно продукты извержения. Основные черты этих отложений формируются под воздействием разнообразных эндогенных факторов. Однако ряд структурных и текстурных особенностей вулканитов (например, подушечные лавы и брекчии, гиалокласты, гидроэксплозивные туфы) возникают в результате воздействия на магматический расплав внешних факторов.

Во вторую группу вулканогенно-осадочных пород объединены отложения, образование

и основные признаки которых определяются воздействием эндогенных (вулканических) и экзогенных факторов синхронных вулканическим извержениям.

Среди вулканогенно-осадочных образований этой группы наиболее широко развиты склоновые и селевые отложения. Мощные скопления склоновых отложений формировались во время мелководных подводных и гидроэксплозивных извержений (подводный коллювий, субаэральный коллювий, тефроделювий). Селевые вулканогенно-осадочные отложения характеризуют главным образом интрагляциальные условия извержений (йёкудльхлейпы). Здесь эти отложения рассматриваться не будут. Хотя вулканогенно-осадочные отложения в Исландии не играют большой роли, значение их для восстановления палеогеографических условий достаточно велико. Изучение их дает определенные факты о роли вулканизма и экзогенных факторов в процессе накопления континентальных вулканогенно-осадочных отложений.

Третья группа состоит из отложений, образовавшихся под воздействием экзогенных факторов. Наиболее активным и мощным экзогенным агентом были ледники. С их появлением связано начало интенсивного разрушения вулканогенных толщ острова и возникновение глубоко рассеченного рельефа. В это время начинают формироваться отложения разного генезиса, содержащие большое количество базальтовой гиалокластики – продукта подледных и подводных извержений. Особенности развития ледниковых покровов целиком или в значительной степени определяли существование других осадочных отложений, среди которых важную роль играют коллювиальные, делювиальные, солифлюкционные накопления.

Для некоторых типов отложений разделение на вулканогенно-осадочные и осадочные оказывается довольно затруднительным, так как не всегда можно легко установить соотношение времени образования вулканогенных и осадочных компонентов в процессе седиментации. Однако при проведении специальных исследований этот вопрос в большинстве случаев удается решить однозначно.

Парагенетические ассоциации отложений

Изучая строение и состав парагенетических ассоциаций отложений разного генезиса, оказалось возможным оценить в общих чертах роль тектоники, вулканизма и климата как факторов, влияющих на процесс вулканогенно-осадочного литогенеза, выявить характерные признаки распространения гидротермально измененных пород и установить основные этапы развития палеогеографии Исландии.

Для решения этой проблемы вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения были объединены в три группы парагенетических ассоциаций включающие: (1) мощные толщи платобазальтов, (2) разнообразные скопления лав и вулканокластов и (3) вулканогенно-осадочных отложений. Ранее эти парагенетические ассоциации отложений, назывались формациями [Гептнер, 1977, Ахметьев и др., 1978]. В виду того, что термин формация имеет неоднозначное толкование, здесь этот термин не употребляется, хотя генетический смысл выделения парагенетических ассоциаций отложений остался прежним.

Выделение конкретных ассоциаций строится на изучении парагенетических соотношений генетических типов отложений, формирование которых происходило в сходных тектонических и физико-географических условиях. Важно подчеркнуть, что в основу выделения некоторых ассоциаций были положены особенности строения и способ образования современных вулканических сооружений.

Первая группа ассоциаций характеризуется сочетанием отдельных лавовых пластов базальтов или их групп с маломощными горизонтами базальтовой, реже кислой тефры. Слои и линзы вулканотерригенных алевролитов, песчаников и конгломератов небольшой мощности располагаются на разных стратиграфических уровнях. В состав этой группы входят третичные платобазальты (миоцен – нижний плиоцен), "древние серые базальты" (верхний плиоцен–плейстоцен) и верхнеплейстоцен-голоценовые лавовые толщи. Формирование отложений этой группы ассоциаций происходило на обширных территориях с слабо расчлененного рельефа.

В этой группе по условиям образования выделяются два типа парагенетических соотношений вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений. Объединяет эти отложения сходство петрографического состава слагающих пород (базальты, реже средние и кислые вулканиты), их происхождение (субаэральные эффузии) и характер напластования, при котором протяженные толщи лав чередуются с линзами и прослоями туфов и вулканотерригенных пород. Отличает – разный набор генетических типов и мощность вулканогенно-осадочных отложений, отражающий коренное изменение климатических условий на территории Исландии в верхнем плиоцене.

Ассоциация платобазальтов. По составу пород и особенностям напластования лавовые тол-

щи этой ассоциации можно разделить на два типа. Формирование одного из них связано с трещинными излияниями, тогда как другой образуется в результате вулканических извержений центрального типа. В первом случае возникают полого залегающие стратифицированные толщи, в которых на больших расстояниях сохраняются одинаковые условия залегания и последовательность напластования. Во втором случае образуются сложные лавовые постройки, в которых отдельные лавовые потоки или их группы редко прослеживаются на расстояние более 5–10 км, а падения пород сильно варьируют.

Главным компонентом осадочных отложений являются горизонты эоловых отложений, состоящие из перевеянной тефры. Меньшую роль играют озерные и болотные (угленосные) отложения. В составе этой ассоциации склоновые накопления не обнаружены, что свидетельствует о выровненном характере рельефа и бронировании возникающих тектонических уступов лавовыми потоками. Стратиграфическая мощность ассоциации составляет несколько километров.

Ассоциация "древних серых базальтов". По строению и составу входящих в нее пород ассоциация "древних серых базальтов" близка к ассоциации платобазальтов. Здесь также различаются вулканиты, связанные с трещинными излияниями и извержениями центрального типа. Однако есть и существенные отличия.

Эта ассоциация представлена серией переслаивающихся субаэральных лавовых потоков с разнообразными вулканокластическими и осадочными (вулканотерригенными) породами, составляющими половину или даже более объема ассоциации. Переслаивание субаэральных лав и туфов с донными моренами (тиллитами), флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями составляет наиболее характерный лаво-во-ледниковый парагенез этой ассоциации. Не постоянны, но характерны диатомиты, сидеромелановые туфы и тефроиды. Появление диатомитов соответствует эпохам сокращения ледниковых покровов и уменьшению терригенной и пирокластической седиментации в озерах. Образование сидеромелановых туфов и тефроидов генетически связано с гидроэксплозивными извержениями базальтов, происходившими синхронно в основном за пределами современного распространения пород рассматриваемой ассоциации.

Мощности ассоциации измеряется от 500–600 м для плиоцен-плейстоценовых отложений, до десятков метров – для голоцена.

Возраст самых древних горизонтов ассоциации "древних серых базальтов", располагающихся на бортах и по периферии современной и древней рифтовых зон оценивается в 3 млн. лет. Отложения этой ассоциации встречаются на нескольких стратиграфических горизонтах, в возрастном интервале начиная от 3 млн. лет до 1783 г. включительно, когда произошло знаменитое трещинное извержение Лаки [Thorarinsson, 1967]. Склоновые образования в пределах этой ассоциации, представлены глыбовыми и крупнообломочными отложениями в глубоких троговых долинах а в пределах современной рифтовой зоны они достаточно широко распространены у подножья тектонических уступов.

Вторая группа ассоциаций включает подушечные лавы, разнообразные вулканокласты и гиалокластиты, формирующиеся при извержениях в воде. В эту группу ассоциаций объединены парагенетические комплексы, образовавшиеся в резко отличающихся условиях – в подледных и внутриледниковых озерах, на шельфе в ледовой обстановке и за ее пределами.

Отложения, в составе которых присутствуют ассоциации базальтовых подушечных лав, подушечных брекчий, гиалокластитов, гидроэксплозивных базальтовых туфов и разнообразных тефроидов, туффитов и основных морен, широко развиты в пределах и по периферии современной рифтовой зоны. В Исландии отложения этого типа объединяются под названием формации Моуберг.

Основанием для выделения конкретных ассоциаций в составе формации Моуберг послужил анализ особенностей их генетического состава и характер соотношения в них разных генетических типов отложений. Установлено три типа парагенетических ассоциаций: 1. Морской парагенез – подушечные лавы, гидроэксплозивные туфы, морские тефроиды, туффиты и туфогенные песчаники. 2. Паралический парагенез – подушечные лавы, гиалокластиты, основные моренны, 3. Интрагляциальный парагенез – подушечные лавы, гидроэксплозивные туфы, основные морены, Потоки субаэральных лав разной протяженности составляют постоянный, генетически закономерный элемент всех трех типов парагенеза.

Широкое развитие и разнообразие склоновых образований в составе отложений формации Моуберг отражает существование расчлененного рельефа, формировавшегося при извержении базальтовой магмы в водной и ледовой обстановках.

Морская ассоциация. Ассоциация этого типа включает вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, формирующиеся в морской обстановке. Многие детали формирования вулканогенных отложений на шельфе удалось

установить при рассмотрении способа образования и закономерностей сочетания различных типов отложений на примере острова-вулкана Сурцсей, возникшего в море к югу от Исландии в 1963 году [Thorarinsson, 1965, 1966]. Детальное рассмотрение условий образования и типов вулканических продуктов, образующихся при извержении на шельфе, рассмотрено в [Ахметьев и др., 1978; Гептнер, 1980].

Интрагляциальная ассоциация. Эта ассоциация объединяет отложения, образовавшиеся при извержении вулканов в толще ледниковых покровов. Появление и распространение интрагляциальных отложений обусловлены существованием длительное время на территории Исландии ледниковых покровов. Этим обстоятельством определяются рамки ее стратиграфического распространения. Наиболее молодые отложения относятся к верхнему плейстоцену. Плейстоценовые отложения сконцентрированы в пределах современной рифтовой зоны и по ее периферии.

Различают два типа вулканических построек: центральные и трещинные. Ход извержения, начавшегося подо льдом, можно условно разделить на три этапа: субгляциальный, интрагляциальный и субаэральный. При достаточной продолжительности и интенсивности извержений в разрезе соответственно наблюдается последовательная стратиграфическая смена отложений субгляциального этапа интрагляциальным и субаэральным. Извержение могло окончиться на любом из этих этапов, соответственно при многократном возобновлении извержений возникали сложно построенные толщи подушечных лав и разнообразных гиалокластитов.

В строении интрагляциальных построек вскрываются неоднократно чередующиеся в разрезе комплексы подушечных лав, подушечных брекчий, гидроэксплозивных туфов и тефроидов, потоков субаэральных лав и основных морен. В наиболее полных разрезах хорошо видно чередование ряда интрагляциальных вулканических построек или отдельных их частей. Формирование и характер сочетания генетических типов вулканогенных отложений зависели от режима ледовой обстановки. Подробнее строение отложений интрагляциального парагенеза рассматривается в [Ахметьев и др., 1978; Гептнер, 1977, 1980].

Паралическая ассоциация. Основными компонентами этого комплекса отложений являются подушечные лавы, гиалокластиты, потоки субаэральных лав и основные морены. Подушечные лавы и гиалокластиты сменяют друг друга в разрезе и связаны фациальными переходами. Туфы, т.е. продукты эксплозивной деятельности практически отсутствуют. Формирование отложений происходило при неоднократном и значительном перемещении края ледниковых покровов, спускавшихся на шельф Исландии. Суммарная мощность отложений паралической ассоциации в типовом разрезе Ломагнупур, на юге острова достигает 600–700 метров.

Отдельные горизонты основных морен и переслаивающиеся с ними вулканиты прослежены на расстоянии 30 км. Это указывает на существование обширных, относительно ровных пространств, куда распространялись мощные ледниковые языки, отлагавшие основную морену, а в периоды исчезновения ледниковых покровов в субаэральных условиях формировались лавовые покровы. Учитывая широкое распространение этих отложений вдоль южного побережья Исландии, естественно предположить, что накопление подушечных лав и гиалокластитов могло происходить в водных условиях на относительно неглубоком шельфе. Морские условия их формирования подтверждает находка кокколита и обломков диатомовых водорослей в слоистых разностях гиалокластитов [Гептнер и др., 2003].

Отложения на субаэральных и подводных склонах вулканов

Влияние вулканизма на образование, строение и состав разных вулканогенно-осадочных отложений неодинаково. В ряде случаев вулканизм является определяющим фактором, обуславливающим появление и основные особенности строения этих отложений. В Исландии это в первую очередь разнообразные отложения, формирующиеся на склонах и по периферии вулканических построек при извержении в интрагляциальных и морских шельфовых условиях.

Склоновые отложения четко подразделяются на две группы. Одну, наиболее широко распространенную, составляют отложения, формирование которых происходит одновременно с вулканическими извержениями. Эти склоновые отложения синхронны извержению.

Другая группа представлена склоновыми отложениями, формирование которых связано с разрушением относительно древних вулканогенных отложений. Это гравитационный коллювий, представленный, в основном, грубообломочным материалом, слагающим более или менее мощные шлейфы подножья (рис 1). В составе этой группы здесь следует рассмотреть склоновые отложения, формирующиеся в зоне гидротермальных проявлений на поверхности земли. Среди склоновых отложений Исландии, состоящих в основном из свежих или слабо измененных вулка-

Рис. 1. Гравитационный коллювий у подножья базальтовых и ультраосновных субвулканических интрузий, слагающих крупные горные массивы, Юго-западная Исландия.

нитов, склоновые отложения этого типа отличаются содержанием большого количества в их составе глинистых пород.

Склоновые отложения гидротермально измененных пород. В современной умеренно холодной климатической обстановке Исландии процессы выветривания идут чрезвычайно медленно. В основном это продукты физического выветривания пород. На лавовых толщах элювий состоит главным образом из обломков валунно-галечной размерности, погруженных в песчано-алевритовый матрикс. Более тонкий элювиальный материал формируется на гиалокластитах. В составе почв глинистые минералы не обнаружены [Johannesson, 1960]. Формирование глинистых делювиальных отложений оказалось возможно только там, где базальты, главным образом их тефровая часть, испытали сильное гидротермальное изменение с образованием большой массы глинистого материала.

С проявлениями гидротермальной деятельности на поверхности земли, связано образование чехла отложений, формирующихся в процессе плоскостного смыва глинистого материала и передвижения его вниз по системе мелких ложбинок (струйчатый или мелкорытвинный смыв), преобразующихся с течением времени в овражную сеть. Здесь же возникают благоприятные условия для солифлюкционных процессов.

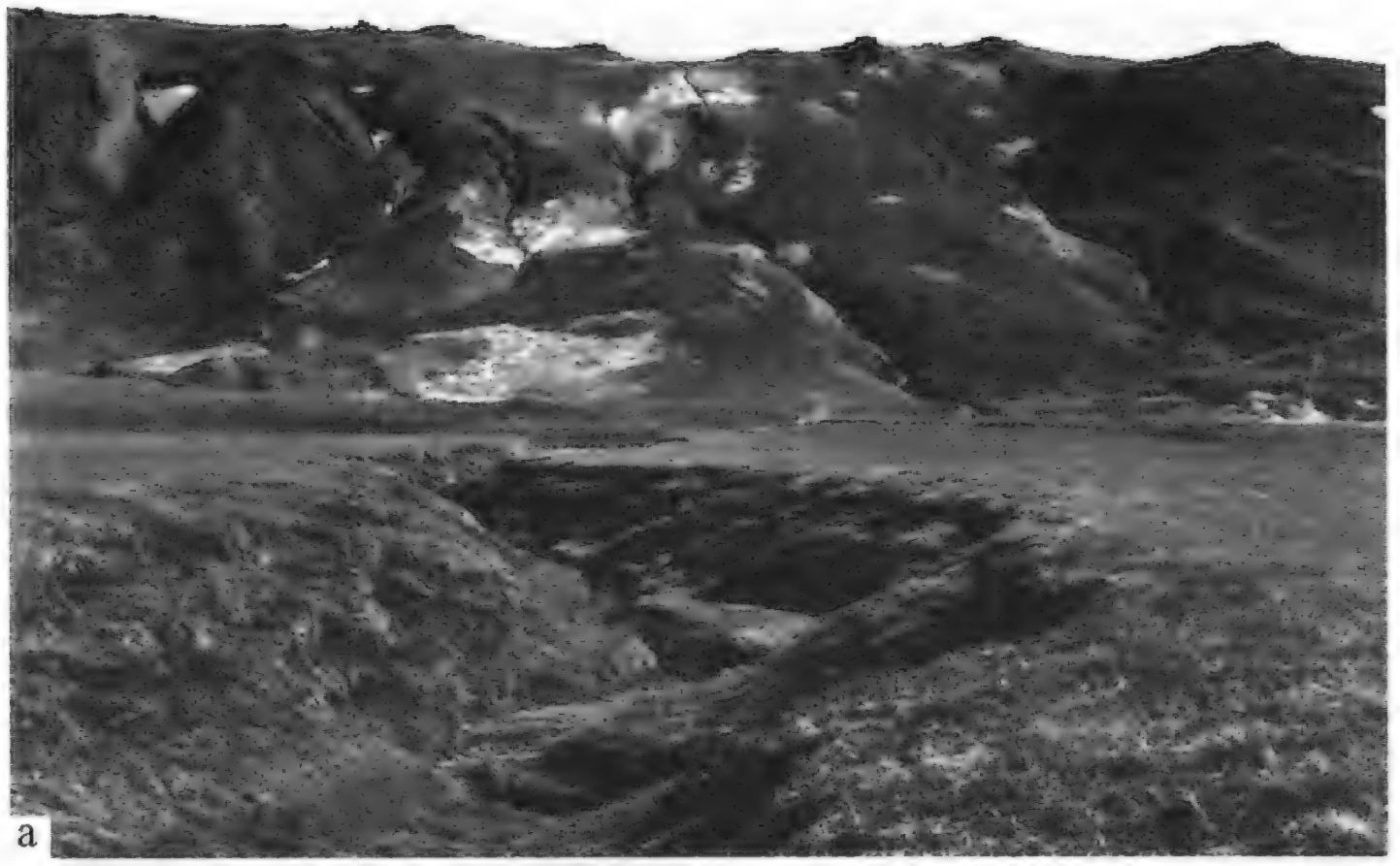
Значительные массы глинистого материала на поверхности земли формируются на геотермальных площадях, особенно в районах распространения пород формации Моуберг. Склоны гор в пределах геотермальных проявлений приобретают сглаженные, плавные очертания (рис. 2а). Глинистые продукты постепенно смываются вниз, образуя делювиальные конусы у подножья гор, а в некоторых случаях, когда рыхлого глинистого материала образуется много и существует возможность его транспортировки на большее расстояние, у подножья гор формируются ровные поверхности, сложенные глинистыми пролювиальными отложениями. В периоды прекращения или сокращения гидротермальной деятельности на глинистом субстрате быстро формируется прочный почвенный покров. Обильное увлажнение почв и глинистых пород способствует формированию мощных солифлюкционных процессов, в целом, не характерных для каменистых осыпей и грубообломочных склоновых отложений Исландии (рис. 2б).

В составе вулканогенно-осадочных отложений, синхронных интрагляциальным и мелководным (на шельфе) вулканическим извержениям, особое место занимают склоновые образования – подводные и субаэральные. Их появление и формирование в значительной степени обусловлено особенностями вулканических извержений, происходивших в ледовой и подводной обстановках. Условия формирования обломочного материала при подводных эксплозивных извержениях (гидроэксплозивной тефры) рассмотрены в [Гептнер, 1980].

Гравитационный вулканоколлювий. Большое количество гравитационного обломочного материала накапливается у подножья формирующихся крупных куполообразных подводных лавовых образований (подушечные брекчии) или во фронтальной части субаэральных лавовых потоков, стекавших в бассейн (отложения типа Foreset-bedded). Эти отложения являются составной частью подводных вулканогенно-осадочных отложений.

Условия образования и строение подводного вулканоколлювия изучены слабо. В настоящее время можно выделить две разновидности гравитационного подводного вулканоколлювия.

Одна из них генетически связана с формированием подушечных лав. На склонах больших масс подушечных лав нередко располагаются шлейфы подушечных брекчий. Форма подушечных брекчий не оставляет сомнений в том, что они являются фрагментами развалившихся подушек. Среди крупных обломков часто присутствуют отдельные элементы розетковидной отдельности, характерной для подушечных лав. На одной из торцовых поверхностей таких обломков иногда сохраняется стекловатая корка закалки. Нередко встречаются фрагменты, представляющие собой целые подушки или крупные их части. Подушечные брекчии встречаются только по периферии скоплений подушечных лав. Обломочный материал брекчий не сортирован.



а

б

Рис. 2а, б. Геотермальное поле Тейстарейкир, северный сектор рифтовой долины Исландии

а – участок склона вулканической постройки, сложенный гидротермально измененными базальтовыми гиалокластитами. На переднем плане выровненная поверхность пролювиального конуса выноса; б – Солифлюкционные терраски на склоне, сложенном гидротермально измененными гиалокластитами.

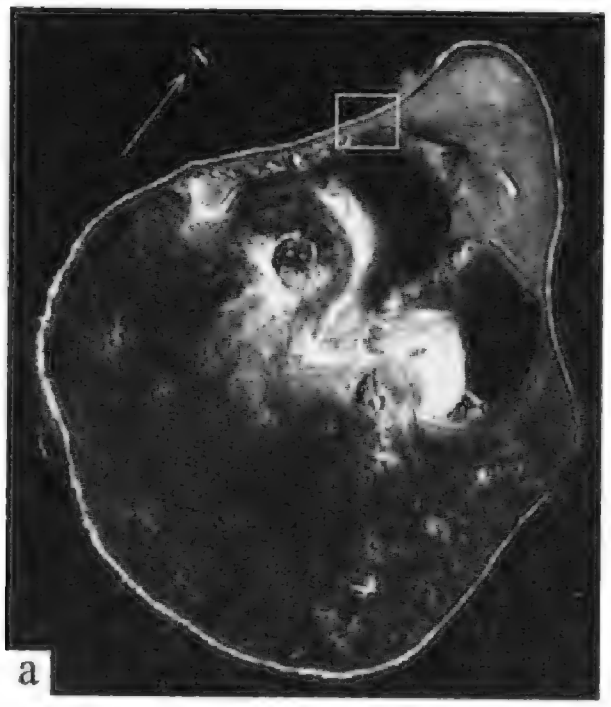
Формирование подушечных брекчий связано с разрушением периферических частей лавовой постройки в результате сильных толчков и сотрясений и подвижек лавовой массы, возникающих при вулканических извержениях. Оторвавшиеся от общей массы формирующейся лавовой постройки подушки скатываются вниз по крутому склону лавовой постройки. Часть их при этом разламывается и распадается на отдельные остроугольные куски. В слоях, непосредственно прилегающих к подушечным лавам, брекчии перемешаны или переслаиваются с десквамационной гиалокластикой (продуктами шелушения стекловатой корки подушечных лав) или туфами. Подушечные брекчии, слагающие шлейфы подводных лавовых построек, не содержат связующей их тонкозернистой массы, если во время их образования не происходило образование и осаж

Рис. 3. Переслаивание шаровых брекчий и гидроэксплозивной гиалокластики (тонкозернистые, тонкослоистые отложения) в периферической части подледной вулканической постройки, Аурмаднасфедл.

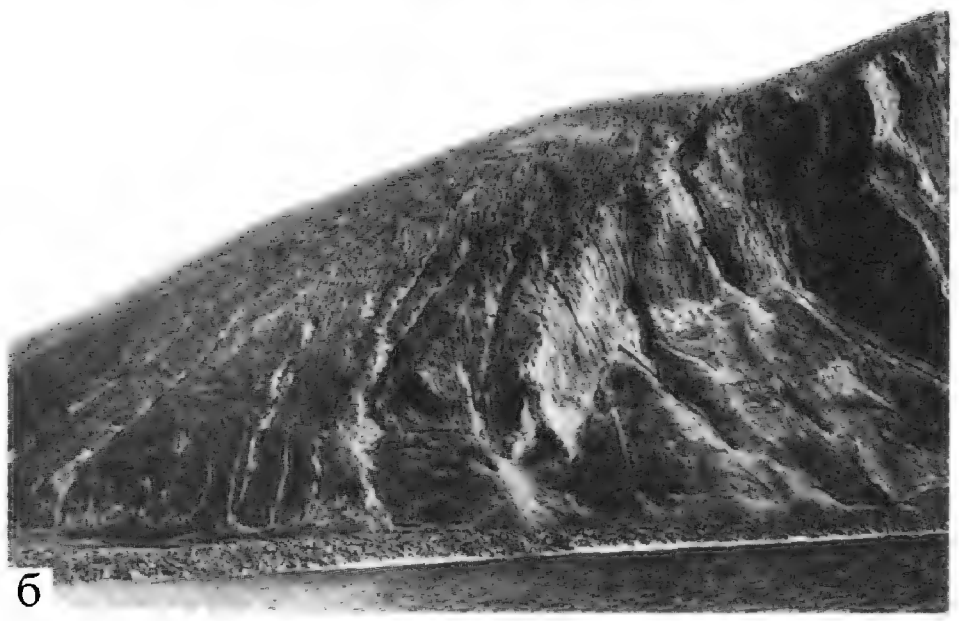
Рис. 4. Гидроэксплозивные гиалокластиты, переслаивающиеся с горизонтами подушечных брекчий, подледные отложения формации Моуберг, Каульфстиндар.

дение сквозь толщу воды пеплового (гидроэксплозивного) материала. В тех случаях когда подушечные брекчии накапливаются синхронно с гидроэксплозивными извержениями они в большем или меньшем количестве бывают смешаны с тонкозернистой кластикой. В этом случае обломки подушечных лав часто не соприкасаются друг с другом, а "плавают" в тефровом матриксе. В периферической части шлейфа грубый обломочный материл гравитационного вулканоколлювия фациально замещается (переслаивается) тонкозернистыми отложениями гидроэксплозивных извержений. Чередование слоев и линз, сложенных подушечными брекчиями, и тонкозернистой тонкослоистой гиалокластики отражает пульсационный характер накопления вулканитов в мелководной среде (интрагляциальная и шельфовая обстановки), когда извержение подушечной лавы под водой сочетается с гидроэксплозиями выше уровня воды (рис 3, 4).

Другая разновидность подводного гравитационного вулканоколлювия, генетически связанного с субаэральными лавами, возникает в результате дробления лавовых потоков, стекавших в море. Медленно текущие лавовые потоки в зоне прибоя в результате вторичных эксплозивных взры-



а



б

Рис. 5а, б. Делювиальные и коллювиальные отложения в надводной части подводного вулкана

а – Подводный вулкан Суртсей (1963–1966). Выделен участок надводной тефровой постройки, часть которой показана на рисунке "5б". б – Делювий и коллювий, образующийся при переотложении гидроэксплозивной тефры. Фото из [Norman, 1972].

вов разрушаются с образованием больших масс рыхлого материала (псевдотефры). При дезинтеграции потоков, продвигавшихся дальше в море, возникают несортированные крупно- и грубозернистые (до глыбовых) брекчии (отложения типа Foreset-bedded). Отложения этого типа иногда достигают значительной мощности. Для них характерно наличие грубой наклонной слоистости. Отложения эти состоят из угловатых обломков разного размера (от долей до нескольких десятков сантиметров и даже более). Грубообломочный брекчиевый материал переслаивается с линзами и прослоями средне- и тонкозернистых пород, состоящих из мелких остроугольных обломков гиалобазальтов.

Тефроделювий и гравитационный тефроколлювий. При гидроэксплозивных извержениях над поверхностью воды поднимаются насыпные вулканические конусы. С первых мгновений образования на их поверхности в результате выплескивания воды из кратера или во время дождей начинается переотложение рыхлого туфа вниз по склону и формирование тефроделювия. Здесь же, у подножья отвесных абразионных обрывов, сложенных рыхлыми туфами, формируется гравитационный тефроколлювий. Тефроделювий и гравитационный тефроколлювий входят в состав склоновых отложений, формировавшихся в надводной части вулканической постройки (рис.5а, б).

Значительно сложнее установить способ образования хорошо слоистых отложений, накапливавшихся ниже уровня воды. Эти отложения широким шлейфом располагаются по периферии вулканической постройки и облекают прилегающий рельеф (рис. 6). Интергляциальные и шельфовые отложения обладая в основном сходными чертами строения отличаются масштабами распространения, а также по ряду текстурных признаков. Площадь распространения интергляциальных отложений обычно невелика, будучи ограничена размером внутриледникового бассейна. Эти отложения, как правило, не содержат признаков волновой деятельности и течений, которые могут быть сформированы в открытом море. Наиболее определенно отличить интергляциальные отложения от накопившихся в открытом море на шельфе позволяет наличие в их составе крупных одиночных, вытаявших из плавающего льда обломков (dropstone), залегающих среди хорошо слоистых тонкозернистых пород (рис. 7).

Субаэральные отложения склонов. В составе субаэральных вулканогенно-осадочных склоновых отложений выделяется два типа – тефроделювий и гравитационный тефроколлювий. Анализ строения современных и древних вулканических построек, возникших при гидроэксплозивных извержениях, показывает большую роль в строении насыпных конусов отложений плоскостного смыва. Как показывают наблюдения на современном подводном вулкане Суртсей, формирование тефроделювия начинается с момента образования насыпного вулканического конуса, сложенного рыхлым материалом гидроэксплозий. В периоды между эксплозиями рыхлый материал перемещается по склону многочисленными струйками воды, возникающими во время дождей и при выплескивании воды из кратера (см. рис. 5б).

Исследование голоценовых отложений в районе г. Вик позволило выяснить, чем отличается субаэральный тефроделювий от не перемещенных по склону туфов гидроэксплозий. Тефроделювиальные отложения облекают склоны вулканической постройки, а там, где она была частично

Рис. 6. Облекание рельефа рыхлыми осадками при подводном отложении гидроэксплозивной тефры. Морские отложения, Южная Исландия.

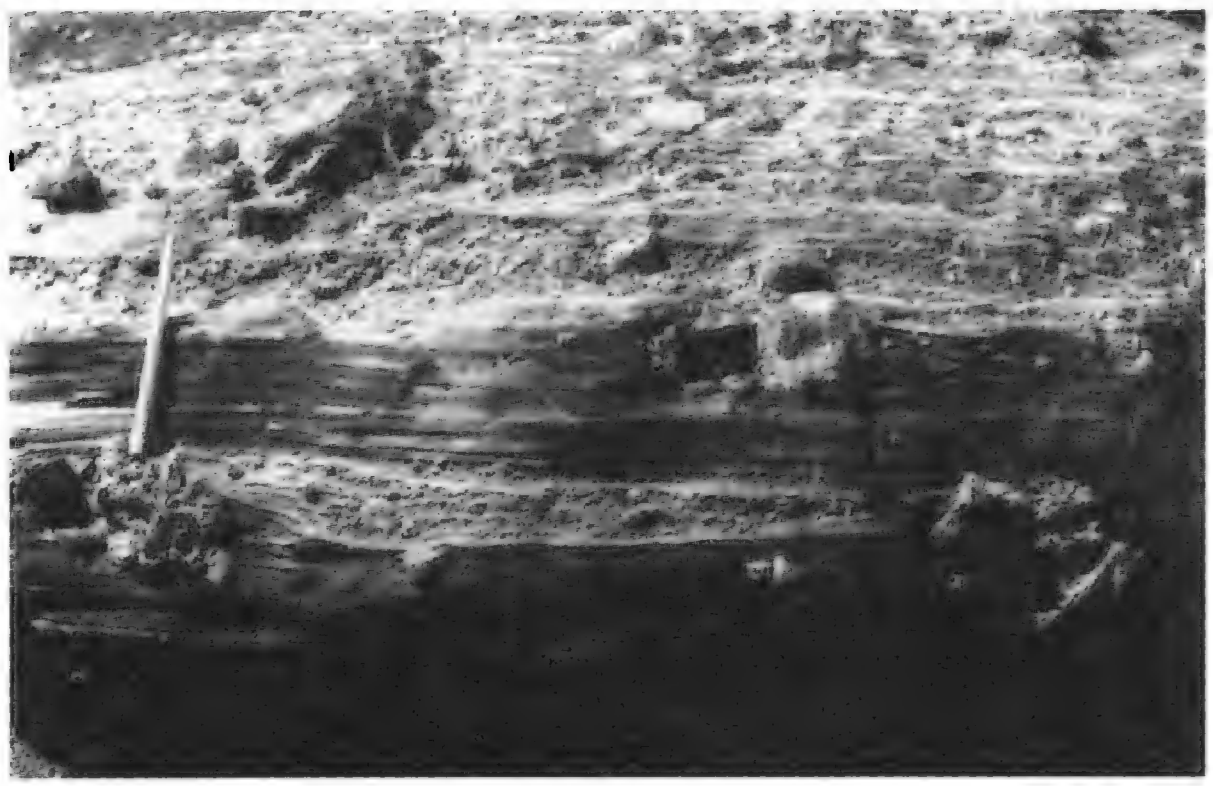


Рис. 7. Ледниковые валуны, выпавшие из айсбергов и залегающие среди тонкозернистых интрагляциальных отложений в периферической части подледного вулкана, Аурмаднасфедл.

разрушена, залегают на довольно крутых склонах, достигающих 35–40°, и обладают хорошо выраженной наклонной параллельно склону тонкой слоистостью, часто имеющей линзовидный характер. От подстилающих туфов отложения тефроделювия можно отличать по наличию в них мелких туфовых шариков-катунов, которые по своему внешнему виду и внутреннему строению сходны с образованиями, известными в литературе как пизолиты, пепловые лапилли или пепловый град [Ботвинкина, 1974]. Размер шариков колеблется от нескольких миллиметров до 1–2 см. Ядром их служат мелкие кусочки лавы или обломки пемзы. Обволакивающий ядро туфовый материал имеет отчетливое концентрически-скорлуповатое строение. Важно подчеркнуть, что туфовым материалом обволакиваются кусочки только песчаной размерности. Более крупные обломки не имеют такой оболочки. В то же время в основании крупных обломков нередко можно видеть следы вдавливания и смятия подстилающих слоев. В туфах шарики-катуны не встречаются. Генетическая связь шариков-катунов с делювиальными отложениями подчеркивается еще тем, что размер и общее количество их находится в зависимости от величины уклона той поверхности, на которой происходил смыв рыхлого материла. Чем круче был уклон поверхности, тем чаще встречаются туфовые шарики, а средний размер их больше. На пологих участках делювиального чехла они отсутст-

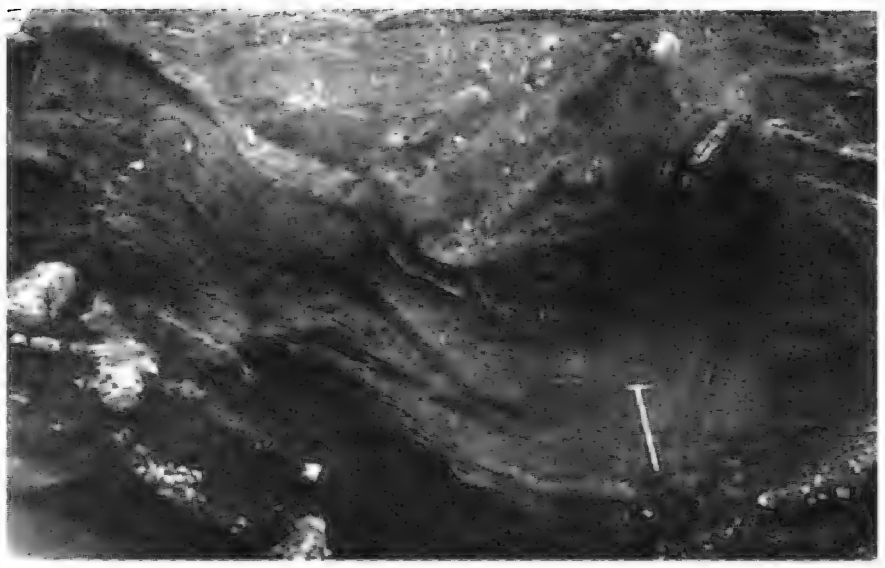


Рис. 8. Оползневые структуры в слоистых склоновых отложениях интрагляциальной вулканической постройки.

вуют. Образование туфовых шариков-катунов происходило в процессе формирования делювиального покрова. При движении вниз мелкие песчинки перекатывались и обволакивались туфовым материалом. Более крупные фрагменты, вымывавшиеся струйками воды из туфа или выпадавшие из воздуха при извержении, утопали в рыхлом материале, застревали в нем и медленно двигались затем вниз по склону вместе с основной массой переотлагавшегося туфа. Сложноизогнутая, с многочисленными выступами поверхность песчано-алевритовых пепловых частиц обусловила слипание и достаточно прочное сцепление их при смывании туфового материала вниз по склону.

Подводные отложения склонов. В подводной части вулканических построек на шельфе рыхлый материал разрушающегося насыпного конуса переотлагается, сортируется и обрабатывается в зоне волнений и прибрежных течений. В результате формируются достаточно мощные толщи отложений, характеризующиеся хорошо выраженной наклонной, сменяющейся по латерали субгоризонтальной слоистостью и градационным распределением в слоях разнозернистого материала, в составе которого преобладают песчаные и алевритовые фракции. При благоприятных условиях эти части водоема могут быть обитаемыми, а в отложениях присутствовать остатки морских организмов.

В ледовых условиях, при достаточно больших размерах внутриледникового озера на склонах и по периферии насыпной вулканической постройки формировались слоистые толщи, отличающиеся по своему строению и составу от морских отложений. Это разнозернистые (от гравийно-галечной до алевритовой размерности) хорошо слоистые отложения, образование которых контролировалось прерывистым поступлением тефры гидроэксплозий. На крутых склонах сильно обводненные осадки при землетрясении сползали вниз, образуя гигантские оползневые складки (рис. 8).

На выположенных участках склона отлагался слоистый комплекс, состоящий из незакономерного чередования гравийных, песчаных и алевритовых осадков. Отсутствие волновых течений во внутриледниковом водоеме ограниченного размера позволяет предположить, что чередование разнозернистого материала, поступавшего со склона вулкана, отражает незакономерно прерывистый характер вулканической деятельности и гидроэксплозивных извержений. В периоды интенсивных извержений на подводные участки склона в виде мутьевых поступало много разнозернистого несортированного материала. Во время прекращения или ослабления гидроэксплозивной деятельности формировались слои тонкозернистых и тонкослоистых осадков за счет осаждавшейся из воды тонкой фракции тефры. Мелкомасштабные оползневые складки, нередко фиксирующиеся в слоях тонкозернистых осадков, по всей видимости, свидетельствуют о постоянно происходивших сотрясениях дна во время извержения вулкана (рис. 9а, б).

Выделение и изучение склоновых отложений в районах вулканических проявлений позволяет существенно уточнить палеогеографические условия извержений, выявить особенности влияния экзогенных факторов на формирование и характер отложения разнообразных рыхлых вулканитов, а также может быть использовано при выявлении в составе древних толщ переотложенных гидротермалитов.

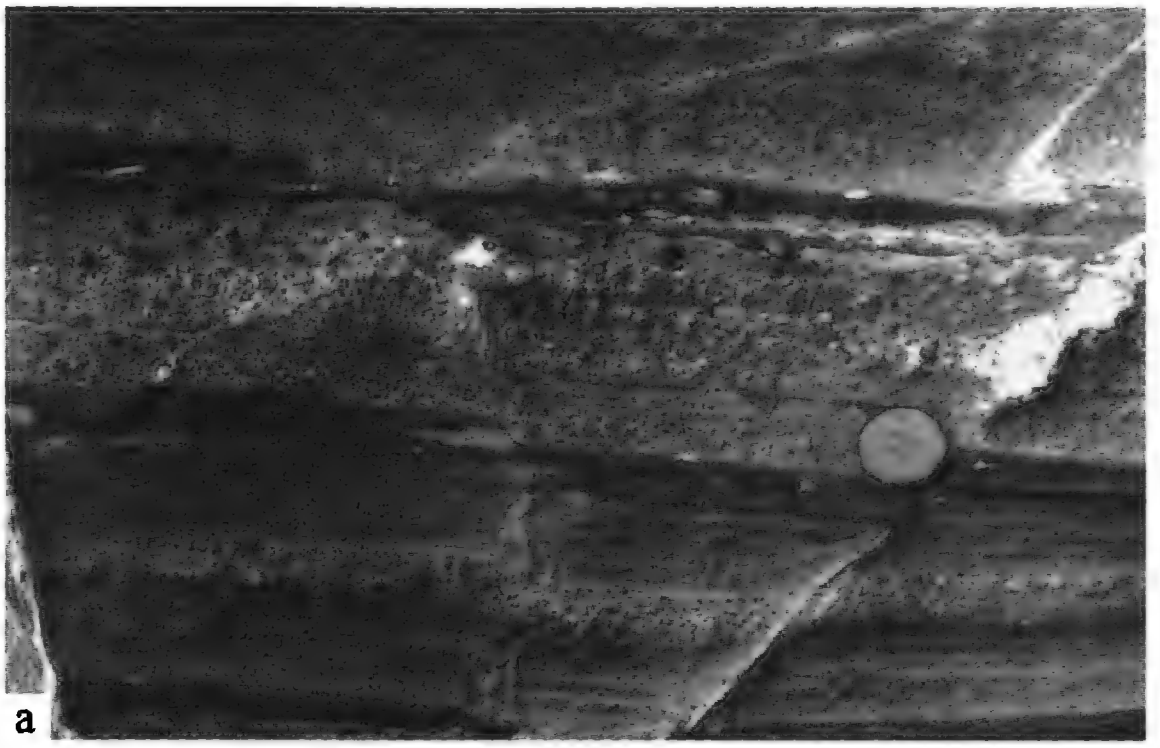
Литература

Ахметьев М.А., Гептнер А.Р. Гладенков, Милановский Е.Е., Трифонов В.Г. Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия. Литология. М.: Наука, 1978. 204 с.

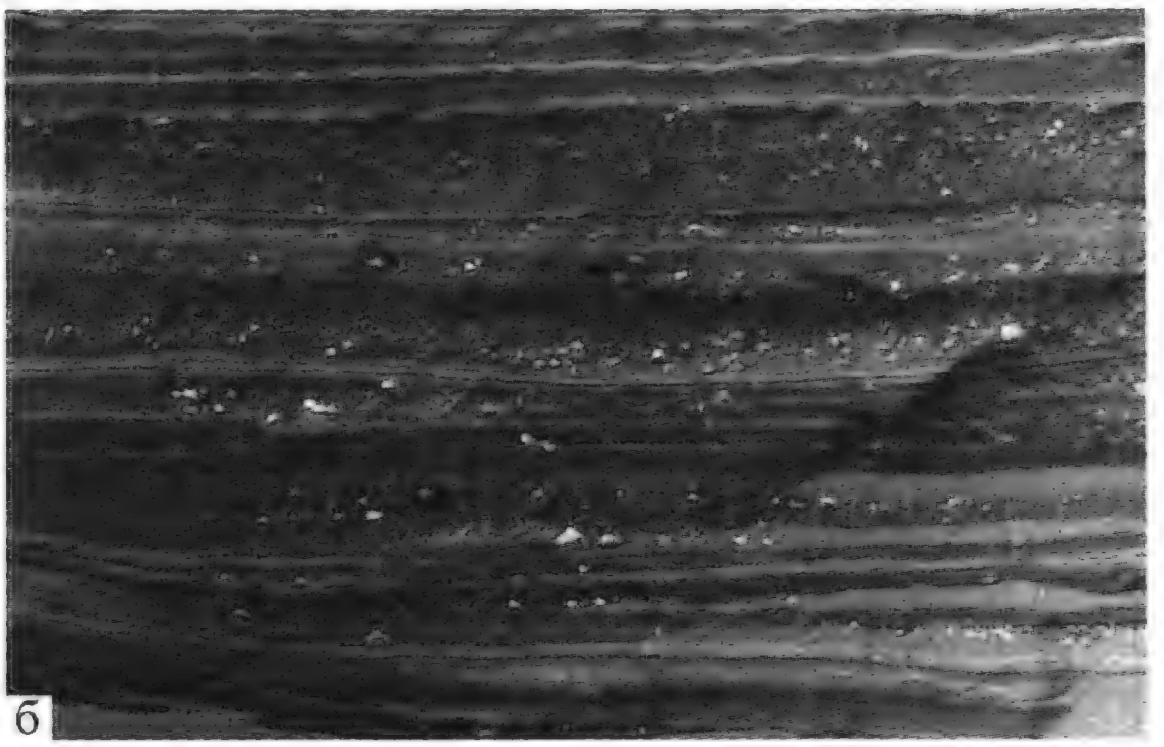
Ботвинкина Л.П. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. Тр. ГИН АН СССР, 1974. Вып. 263. 318 с.

Гептнер А.Р., Пиковский Ю.И., Протасевич Л.Т., Алексеева Т.А., Раменская М.Е. Минерализованная микробиота – возможный индикатор потока углеводородов в рифтовой зоне Исландии // Литология и полезн. ископаемые, 2003. № 6. С. 599–612.

Гептнер А.Р. Характерные черты некоторых генетических типов континентальных отложений вулкани-



а



б

Рис. 9а, б. Слоистый склоновый комплекс интраляциальных отложений, состоящий из незакономерного чередования гравийных, песчаных и алевритовых осадков

а – грубозернистые, слоистые гравийно-песчаные несортированные отложения, включающие прослои и линзы тонкозернистых осадков; б – тонкозернистые, тонкослоистые осадки, переслаивающиеся с несортированными, грубозернистыми отложениями.

ческих областей. В кн.: Процессы континентального литогенеза. Труды ГИН АН СССР. Вып. 350. М.: Наука, 1980. С. 94–123.

Гептнер А.Р. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии // Литология и полезн. ископаемые. М. № 4. 1977. С. 143–150.

Перфильев А.С., Ахметьев М.А., Гептнер А.Р., Дмитриев Ю.И., Золотарев Б.П., Самыгин С.Г. Миоценовые базальты Исландии и проблемы спрединга. М.: Наука, 1991. 208 с.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Наука. Труды ГИН АН СССР. Вып. 161. 239 с.

Johannesson B. The soils of Iceland. University. Research Institute. Dept. Of Agriculture, reports series B–No. 13. Reykjavik. 1960. 140 p.

Saemundsson K. Outline of the geology of Iceland // Jökull. 1979. V. 29. P. 7–28.

Thorarinsson S. Some facts about the Surtsey eruption. // Natturufraedingurinn. 1965. 35 p.

Thorarinsson S. Hekla and Katla // Iceland and Mid-Ocean Ridges. Vis. Isl. 1967. V. 38. P. 190–199.

Thorarinsson S. Surtsey. The new island in the North Atlantic. Reykjavik. Almenna Bokafelagid. 1966.

Thorarinsson S. Skaftafeldar og Lakagigar. The Lakagigar eruption of 1783. Misc. Pap. Reykjavik. 1967. V. 54. P. 27–57.

Norman J.O. Coastal Development of Surtsey Island, 1968–1969. Surtsey Research Progress Report. IV. Preliminary 1969 and 1970 field seasons. The Surtsey Research Society, Reykjavik, April, 1972. P. 137–143.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 66, 2005 г.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЧВ ЦЕНТРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Л.А. Гугалинская, В.М. Алифанов

Современное литогенетическое направление четвертичной геологии, к числу основоположников которого относят Е.В. Шанцера [1966], тесно соприкасается с множеством геологических и географических наук (стратиграфией, палеогеографией, климатологией и др.), однако почвоведение в это множество практически не входит. Так было не всегда. Во-первых, современное генетическое почвоведение в конце XIX века было основано геологом по образованию В.В. Докучаевым [1883], начавшим свой блистательный путь в почвоведении с изучения аллювия и его фаций на малых реках центра Европейской России. Учениками и последователями В.В. Докучаева были преимущественно геологи: В.И. Вернадский был магистром геологии и минералогии, основная теоретическая работа К.К. Глинки была посвящена процессам выветривания, геологом был почвовед-географ С.С. Неуструев, Н.М. Сибирцев в определении причин разнообразия почв первым пунктом называл материнские (почвообразующие) горные породы, то есть рыхлые четвертичные отложения, на которых формируются почвы.

Во-вторых, после реорганизации в 1930-м году физико-математического факультета МГУ, входящие в его состав почвоведение и грунтоведение были объединены в единую кафедру, на базе которой в 1938-м году был организован геолого-почвенный факультет. И только в 1949 году почвоведение было искусственно оторвано от геологии, когда в связи с решением августовской сессии ВАСХНИЛ 1948 года кафедры почвенного отделения геолого-почвенного факультета были переданы в состав вновь организованного биолого-почвенного факультета. Этот разрыв негативно сказался на развитии некоторых направлений почвоведения: оно оказалось в стороне от формирования современного учения о генетических типах континентальных четвертичных отложений, способствующего новому прочтению генезиса форм земной поверхности и коррелянтных им отложений – отложений, на которых формируются почвы, во многом наследующие свойства почвообразующих пород.

Исторически сложилось так, что генетическое почвоведение зародилось в центре Восточно-Европейской равнины, на которой в качестве почвообразующих пород преобладают покровные лессовидные суглинки, в основном одновозрастные (поздневалдайские). Современный почвенный покров Восточно-Европейской равнины обладает выраженной географической зональностью, и до сих пор правила построения генетических моделей зональных почв являются предметом дискуссии.

Понятие о зональных почвах, появившееся в начале XX века в результате развития учения В.В. Докучаева о природной зональности, использовалось (и используется) с целью наиболее полно отразить влияние зональных *биоклиматических условий* на формирование почв. Однако, как выяснилось к концу 80-х годов прошлого века, внутри каждой из природных зон существует большое разнообразие строения профилей зональных почв и влиянием только климатических факторов это разнообразие объяснить не удается. На наш взгляд, именно для объяснения этого факта, а именно неодинакового строения профилей суглинистых почв даже в недалеко расположенных разрезах одних и тех же ландшафтных позиций, появилась необходимость обратиться к рассмотрению почвенного покрова как продукта граничных условий, зоны столкновения динамических процессов, действующих внутри и на поверхности земной коры, то есть к развитию *геогенных факторов почвообразования*. В настоящее время теоретическая база почвенно-генетических проблем, связанных с изучением литогенной основы почвообразования (М.А. Глазовская, И.А. Соколов, В.О. Таргульян, Л.О. Карпачевский, А.С. Владыченский и др.) расширяется, появляются новые концепции, обосновывающие влияние литогенного фактора на формирование почвенных профилей. К числу последних относится концепция *морфолитопедогенеза* [Гугалинская, Алифанов, 1995а и б; 1996; 2000; Гугалинская, 1997].

Как известно, самым общим на поверхности Земли является процесс рельефообразования,

включающий протекающий под контролем сил гравитации процесс переноса материала с более высоких участков поверхности на более низкие. В итоге понижения "надстраиваются" за счет отложения тонких слоев один поверх другого, повышения "срезаются". Из этого факта следует простой вывод: связи почвообразования с развитием рельефа и перманентным процессом перераспределения поверхностного материала являются весьма тесными, что в настоящее время в условиях современной "гипербиоклиматизации" почвоведения часто не учитывается. Эти связи объясняются некоторыми очевидными, но часто не учитываемыми при изучении почв причинами:

1. Нивелирующие или планирующие поверхность Земли процессы по старой геоморфологической терминологии называются градационными. Мы, вслед за R.Bos и J.Sevink [1975], предлагаем этот термин как упрощающий терминологию, поскольку он заменяет два других, обозначающих планацию рельефа – денудацию материала и аккумуляцию материала. Градационные процессы, понижающие уровень земной поверхности, называем деградационными, повышающие его – аградационными. Градационные процессы действуют постоянно и не прекратятся до тех пор, пока внутренняя часть Земли обладает достаточным запасом энергии для поддержания эндогенных процессов, и пока Солнце излучает тепло на поверхность Земли, сообщая энергию экзогенным процессам. Отсюда следует, что поверхность Земли и ландшафты, а вслед за ними почвенный покров и почвенные тела развиваются непрерывно.

2. Связь почвообразования с развитием рельефа известна: любая местность с присущим ей рельефом состоит из зон выноса, транспортировки и накопления, границы которых меняются для каждого переносимого компонента в зависимости от его мобильности. Точно так же любой ландшафт в каждой фазе эволюции подразделяется на три крупные зоны: убывания материала (зона деградации), накопления материала (зона аградации), зону, где материал не убывает и не накапливается (зона стабильности). Ясно, что непрерывная эволюция почв может происходить только в зоне стабильности. В зоне аградации или наращивания материала при крайнем выражении процесса будут формироваться последовательности погребенных почв, почвы зон деградации будут пребывать на ранних стадиях развития. Таким образом, реальный почвенный покров является результатом сложного взаимодействия педогенных и градационных процессов, а его формирование и эволюция тесно связаны с эволюцией ландшафта.

3. Причины эволюции ландшафта также известны. Еще с работ В. Девиса о географическом цикле в истории ландшафта выделяют чередующиеся фазы устойчивости и неустойчивости. Почвообразование требует времени, поэтому почвенный покров должен отражать период относительного затишья в геоморфологической эволюции ландшафта, свидетельствуя о том, что в ходе циклов эрозии и осадконакопления были периоды относительной стабилизации. Фаза неустойчивости должна характеризоваться сокращением почвенного покрова, ускоренным удалением почвенного материала из зон деградации, выносом части его за пределы ландшафта, осадконакоплением в зонах аградации. Наличие серии погребенных почв подтверждает существование повторяющихся во времени фаз неустойчивого развития ландшафтов. Фазы неустойчивости ландшафта обусловливаются тектоническими вертикальными (в основном) движениями земной коры и изменениями климата. В общем виде изменения климата оказывают на эволюцию ландшафта влияние, сходное с влиянием тектонических движений. Похолодание, нарастание суровости и континентальности климата, возрастающая засушливость ослабляют транспортирующую и эрозионную работу водных потоков, усиливают аккумуляцию материала, повышают базис эрозии, то есть способствуют преобладанию в ландшафте аградационных процессов, сходных с действующими в эпохи тектонического опускания. Возрастающая влажность климата, потепление способствуют активизации глубинной эрозии, понижению базиса эрозии, врезанию, увеличению относительных высот рельефа, то есть развитию деградационных процессов, характерных в эпохи тектонического подъема.

4. В фазы устойчивого развития ландшафта, когда скорость педогенеза превышает или равна скорости процессов градации, формируется нормальный почвенный профиль. При этом в условиях неизменности факторов почвообразования формируются мономорфные почвы, при изменении факторов или фактора почвообразования – полиморфные почвы. В фазы неустойчивого развития ландшафта, когда скорость процессов градации превышает скорость процессов почвообразования, происходят процессы, крайними следствиями которых являются: а) деградация поверхности и полное уничтожение существующих почв и почвенного покрова; б) аградация поверхности, перекрытие почв новым наносом, изолирующим почвы от воздействия внешних условий, формирование погребенных почв – мономорфных или полиморфных.

5. Если градационные процессы действовали короткое время или были недостаточно активными для полного уничтожения или полной изоляции существующего почвенного профиля, то новая фаза устойчивого развития ландшафта приведет к формированию полиморфных сложных почв, состоящих из двух профилей – остаточного (реликтового) и актуального. При этом актуальный профиль окажется частично или полностью "вложенным" в реликтовый, и один и тот же горизонт или признак может принадлежать разным профилям. Если фазы устойчивого и неустойчивого развития ландшафта сменяют друг друга циклически, формируются поверхностные толщи рыхлых отложений, состоящие из комбинации указанных почв: простые толщи, состоящие из одной или серии отделенных друг от друга мономорфных почв; составные толщи, состоящие из серии наложенных друг на друга до соприкосновения погребенных мономорфных почв; сложные толщи, состоящие из отдельных сложных полиморфных или наложенных друг на друга погребенных полиморфных почв [Гугалинская и др., 1990].

Выявление вышеперечисленных связей при изучении позднеплейстоценовых погребенных почв центра Восточно-Европейской равнины – микулинской и брянской – позволило нам заключить следующее [Гугалинская, 1982]:

- микулинская почва является сложной и состоит из шести почвенных профилей, каждый из которых формировался в последовательно сменяющие друг друга стадии почвообразования. В палеогеографических схемах А.А.Величко для Восточно-Европейской равнины микулинская сложная почва (мезенский педокомплекс) состоит из двух почвенных профилей [Величко, Морозова, 1963];
- брянская почва также является сложной и состоит из трех почвенных профилей, формировавшихся в условиях уменьшения увлажненности и усиления степени континентальности климата; ранее брянская почва считалась мономорфной почвой.

Аналогичный анализ связей почвообразования и перманентного процесса перераспределения поверхностного материала мы провели и для голоценовых почв этого же региона (центра Восточно-Европейской равнины). Начало формирования объекта наших исследований – профилей дневных почв – мы относим к началу формирования их почвообразующих пород, то есть к поздневалдайскому времени, начиная с момента распада последнего ледникового покрова. Накопление почвообразующих пород (то есть толщи покровных лессовидных суглинков, затронутых голоценовым почвообразованием) началось после максимального похолодания последней ледниковой эпохи (18–20 тыс. лет назад) и продолжалось все время, в течение которого происходило стадиальное и фазиальное отступление ледникового покрова, то есть до начала голоцена. Этот вывод подтверждается тем фактом, что наиболее полные профили дерново-подзолистых и серых почв подстилаются впервые описанной нами погребенной пущинской почвой, имеющей радиоуглеродный возраст 18800+-1200 лет (ГИН-4025) [Алифанов и др., 1988]. Известно, что климатические пульсации при общем потеплении климата в поздневалдайское время обусловили стадиально-ритмический характер деградации ледникового покрова, таяния многолетней мерзлоты, переувлажнения грунтов в перигляциальной зоне. Эти процессы вызывали ритмические изменения пространственной структуры растительности. На плакорах в составе травянистых сообществ было много осок, в сухих местообитаниях произрастали полыни и маревые, в долинах существовали редкостойные таежные леса из сосны, ели, лиственницы и березы [Величко, 1973; Серебряный, 1974; Спиридонова, 1991; Лаврушин и др., 2002 и др.].

Из анализа литературы следует, что время накопления почвообразующих пород центра Восточно-Европейской равнины соответствовало условиям существования одной широтной криогиперзоны, однако некоторая дифференциация природных условий все же имела место и осуществлялась, в основном, на региональном и локальном уровнях, то есть на уровнях мезо- и микрорельефа и функционально с рельефом связанных денудационно-аккумулятивных и эрозионных процессов, активизировавшихся в интерстадиальные и интерфазиальные перестройки. Мы предположили, что во времена интерстадиальных или интерфазиальных потеплений могли формироваться почвы, но почвы эти должны быть весьма специфическими, непохожими на известные специалистам погребенные почвы, поскольку сведения об их обнаружениях в погребенном состоянии в литературе отсутствуют (существование интерстадиалов подтверждалось находками погребенных аллювиальных и торфянистых отложений).

Анализ полевых материалов, полученных при изучении современных и древних почв центра Восточно-Европейской равнины в карьерах, траншеях, археологических шурфах (т.е. объектах, имеющих очень большую по сравнению с почвенным разрезом обзорную площадь) пока-

зал, что покровные лессовидные суглинки в качестве почвообразующих пород (то есть верхняя 3-х метровая толща) не представляют собой монолитогенной толщи [Гугалинская, Алифанов, 1995а и б; 1996; 2000]. Если наблюдать суглинки на большом протяжении, можно обнаружить в их толще слои слабо развитых, практически не имеющих выраженных гумусово-аккумулятивного горизонтов, инициальных погребенных почв или элементарных почвенных образований (ЭПО) [Гугалинская, Алифанов,1995а и б; 1996; 2000; Гугалинская, 1997]. ЭПО отличаются друг от друга или чуть более заметной буроватой окраской, или наличием карбонатных новообразований, или иной оструктуренностью мелкозема и др. ЭПО ведут себя как самостоятельные литостратиграфические единицы. Например, часто обнаруживается факт неконформности формы границ этих инициальных погребенных почв и формы современной дневной поверхности, что парагенетическим горизонтам, составляющим профили почв, не свойственно. Иногда можно наблюдать, как литостратиграфические единицы переходят в генетические горизонты развитых на этих суглинках голоценовых почв, образуя нормальный почвенный профиль. Иногда, за счет совмещения разных ЭПО, в профилях голоценовых почв, не подчиняясь никаким законам геохимической миграции веществ в ландшафте, являются генетические горизонты, совмещающие альтернативные свойства (например, горизонты образования железо-марганцевых и карбонатных конкреций), или, наоборот, отдельные генетические горизонты разделяются на несколько самостоятельных горизонтов, появляются и исчезают горизонты с реликтовыми (например, палеокриогенными) признаками.

Путем сопоставления большого числа разрезов дерново-подзолистых, серых лесных почв и черноземов от Петербурга до Тулы была выявлена последовательность напластования литостратиграфических единиц, которые одновременно являются почвенно-генетическими горизонтами или ЭПО (рис. 1). Оказалось, что реальные профили почв на всей территории исследования состоят из разных комбинаций практически одних и тех же почвенно-генетических горизонтов или ЭПО. Собственная малая мощность (30–50 см) и слабая выраженность профилей ЭПО предполагает, что время их формирования было относительно непродолжительным и неблагоприятным для активного почвообразования. Отчетливо выраженные признаки криоморфизма в ЭПО предполагают формирование их в перигляциальных условиях валдайского ледникового времени.

На основании стратиграфических корреляций ЭПО нами была составлена стратиграфическая колонка генетических горизонтов исследованных почв (рис.2). Из этой стратиграфической колонки следует, что поздневалдайские покровные лессовидные суглинки центра Восточно-Европейской равнины, они же почвообразующие породы для исследованных нами современных почв, не являются монолитогенной и однородной породой, а представляют собой циклически построенную толщу, состоящую из серии наложенных друг на друга ЭПО или частей ЭПО. Эти погребенные ЭПО, прежде чем стать ими, некоторое время пребывали поверхностными почвенными образованиями. Состоящие из ЭПО многослойные образования мы назвали *педоциклитами* [Гугалинская, 1997]. Педоциклиты – толщи, уже прошедшие почвообразование в перигляциальных условиях. Голоценовое почвообразование, наложившись на эти толщи, могло унаследовать и (или) трансформировать некоторые из признаков реликтового перигляциального почвообразования. Многочисленные и разнообразные реликтовые признаки разной степени сохранности и трансформации, возможно, как раз и придают профилям современных почв то разнообразие строения, которое вынуждает исследователей создавать новые, все более уточняющие термины и генетические модели.

Факт существования в условиях поздневалдайской криогиперзоны природной циклической последовательности процессов морфо-, лито- и педогенеза является базовым в разрабатываемой нами концепции *морфолитопедогенеза.* Эта концепция основывается на следующих положениях: процесс морфолитопедогенеза представляет собой единое взаимозависимое развитие трех структурных компонентов ландшафта: участков земной поверхности, пород, слагающих эти поверхности, и почв, формирующихся на этих породах. Материнские породы современных почв начали формироваться снизу послойно задолго до голоцена. При этом каждый вновь отложенный в поздневалдайское время слой материала какое-то время находился на дневной поверхности и, следовательно, прорабатывался почвообразованием, и что затем этот слой, уже в виде инициальной почвы или элементарного почвенного образования (ЭПО), погребался новым материалом, который вновь прорабатывался почвообразованием, и так далее, до современной поверхности. В результате ритмического слоеобразования и специфической в перигляциальных условиях ледникового времени педогенной проработки поверхностного материала каждого слоя и сформировались педогенно стратифицированные

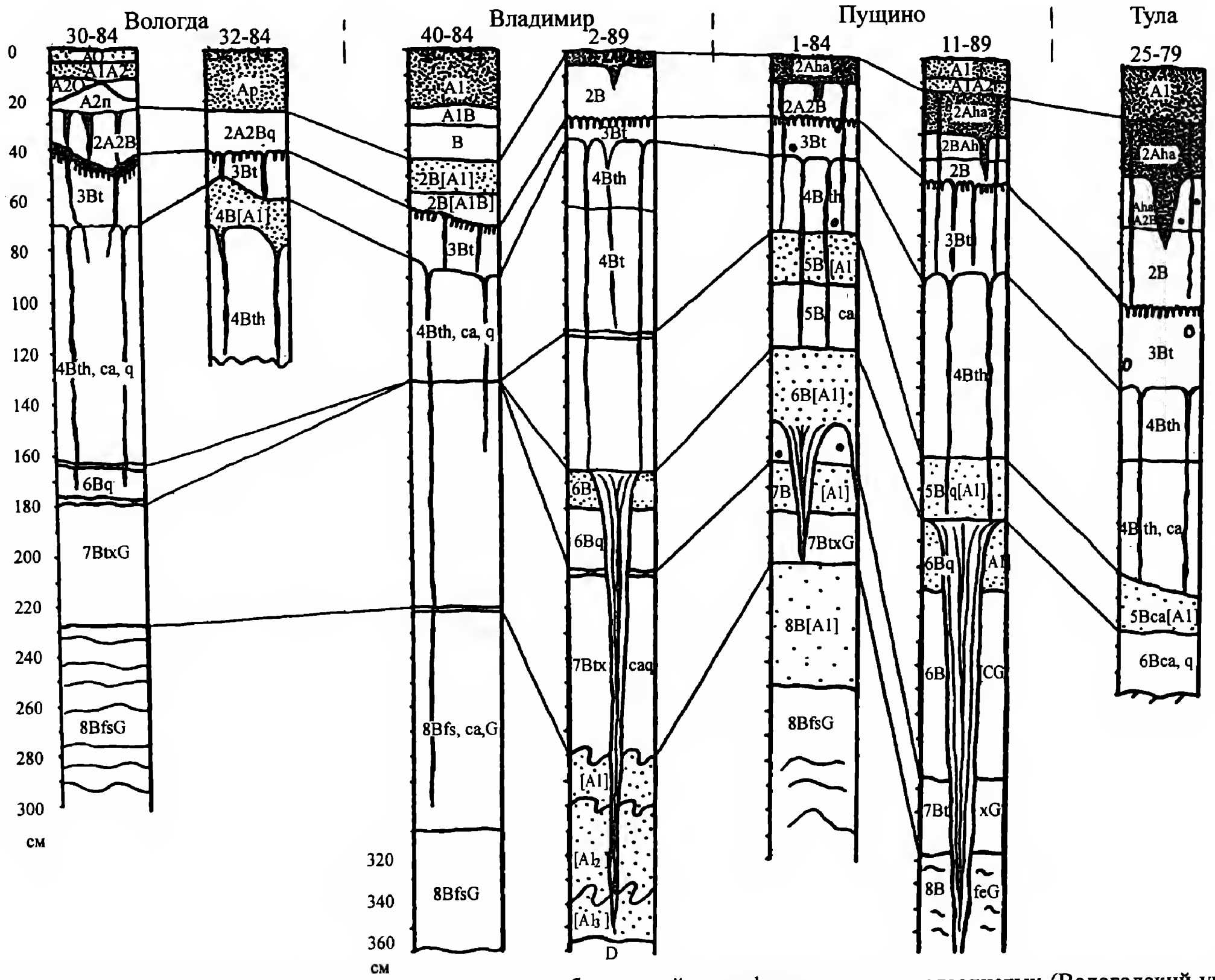


Рис. 1. Стратиграфические корреляции элементарных почвенных образований в профилях дерново-подзолистых (Вологодский участок) и серых почв (Владимирский, Пущинский, Тульский участки).

Вологда, Владимир, Пущино, Тула – ключевые участки опорных разрезов. 30-84, 32-84 …… 11-89, 25-79 – номера почвенных разрезов. AO, A1, A1A2, 2B, 6BG …..8BfsG – почвенные генетические горизонты: O – торфяные; A1 – гумусовые; A2 – подзолистые; B – иллювиальные; G – глеевые. Горизонты, имеющие два и более индексов (A1A2, A2Aha, BG) – переходные горизонты. Цифры впереди индексов горизонтов – номера ЭПО. Дополнительные индексы горизонтов: ha – "второй гумусовый горизонт" в пределах элювиальной или иллювиальной части профиля; t – наличие глинистых, гумусово-глинистых, железисто-глинистых аккумулятивных пленок; ca – горизонт насыщен карбонатами; g – горизонт имеет глеевые признаки; f – признаки аккумуляции в горизонте железистых и гумусово-железистых соединений; p – пахотные горизонты. Штриховкой (точками) покрыты горизонты, имеющие разную степень гумусовой прокраски. Неровность нижних границ горизонтов выражена в виде узких трещин, языков, клиньев.

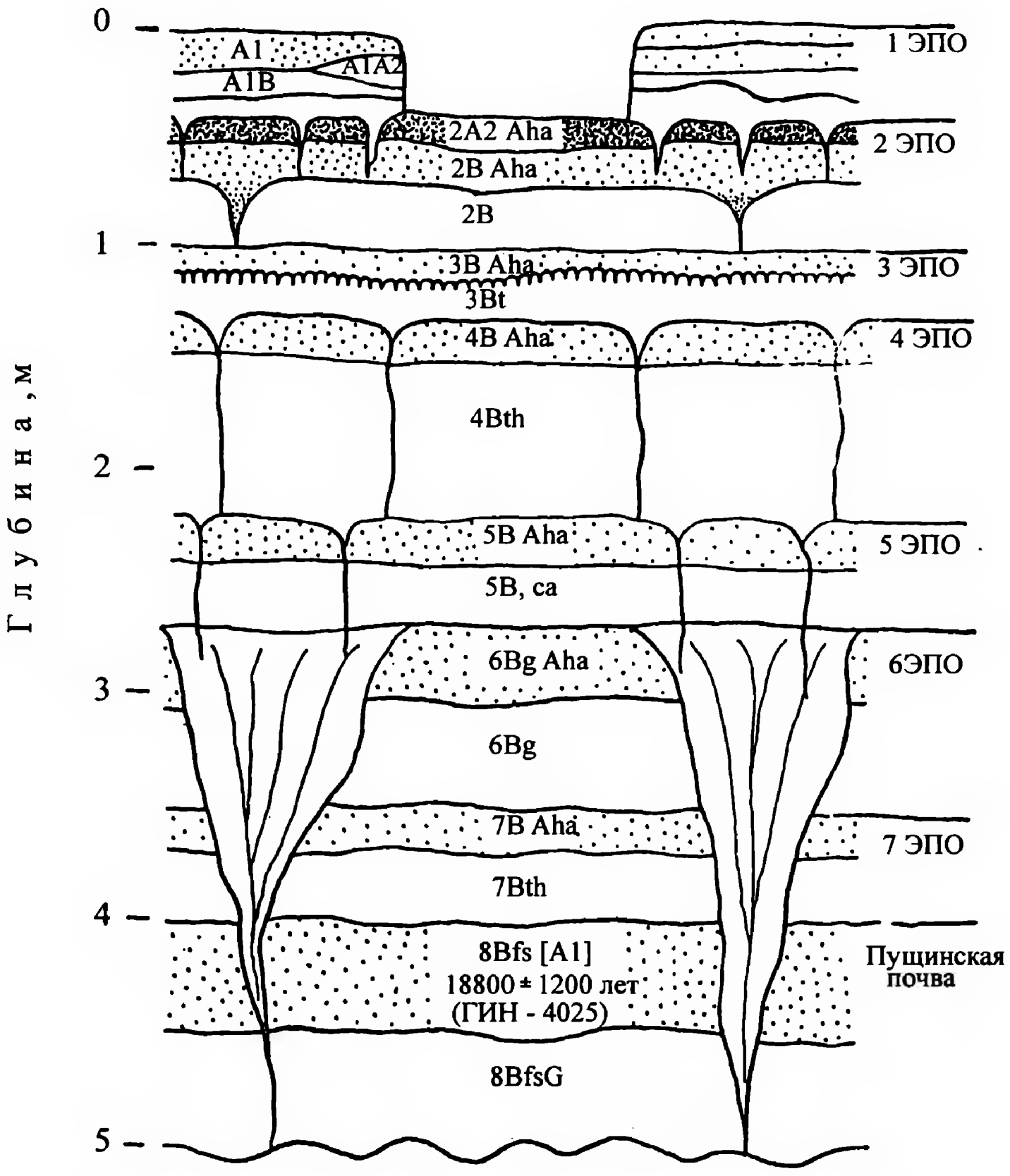


Рис. 2. Стратиграфическая колонка генетических горизонтов серых и дерново-подзолистых почв. 1ЭПО – 7ЭПО – элементарные почвенные образования. Другие условные обозначения см. на рис.1.

толщи (педоциклиты), представляющие собой композиции из ЭПО. Поздневалдайские перигляциальные педоциклиты, являясь материнскими породами, определяют внутрипрофильный литогенный фон голоценового педогенеза.

Для установления факта существования ЭПО большое значение имеет присутствие в них признаков палеокриогенеза [Гугалинская, Алифанов, 2000]. Направление, связанное с исследованием палеокриогенеза на почвообразование, активно развивается в генетико-эволюционном и палеоэкологическом почвоведении [Гугалинская, 1982, 1997; Алифанов, 1995; Величко и др., 1996; Olsen, 1995; Bronger, 1999; Алифанов и др., 2001; Макеев, 2002; Алифанов, Гугалинская, 1993; 2005 и др.]. Наш опыт показал, что изучение палеокриогенеза как фактора ранней дифференциации свойств и современного функционирования почв, также как и установление стратиграфических корреляций, требует использования методов четвертичной геологии, например, метода микрофациального анализа строения почвенных профилей путем закладки разрезов-траншей через систему палеокриогенных блок-межблочье-блок. Этот метод использовался нами при изучении роли палеокриогенеза на формирование черноземов. Изучение роли палеокриогенеза в почвообразовании имеет заметное практическое значение, так как позволяет не только показать, но и объяснить микропестроту многих свойств почв: неоднород-

ности строения почвенного покрова, изменчивости гидротермических режимов, изменчивости мощностей горизонтов, в первую очередь, гумусовых, пространственной изменчивости содержания многих элементов и их соединений.

Проблема происхождения черноземов – одна из наиболее значительных в фундаментальном почвоведении. По этой проблеме существует огромная литература, начиная с работ В.В.Докучаева [1883] и кончая новейшими исследованиями [Ковда, 1989;

Добровольский и др., 1992; Ахтырцев, Ахтырцев. 1994; Иванов, Демкин, 1996; Щербаков, Васенев, 1999; Алифанов и др., 2001, 2005 и др.]. Однако в истории развития черноземов, в противоположность почв лесной зоны, практически неизученными остаются ранние этапы их формирования, относящиеся к периоду перехода от плейстоцена к голоцену, когда почвообразование испытывало сильное влияние процессов палеокриогенеза [Алифанов, 1995; Алифанов, Гугалинская, 1993; Величко и др., 1996 и др.]. Например, при изучении влияния на почвообразование процессов палеокриогенеза на давно и хорошо изученных черноземах среднемощных типичных заказника "Каменная степь" (Воронежская область) и его окрестностей были выявлены следующие факты: на исследованной территории сохранился погребенный, но заметно выраженный, палеокриогенный полигональный микрорельеф (рис. 3); микрорельеф обусловлен наличием погребенных реликтовых крупных (длиной до 3-х м) грунтовых клиновидных криогенных структур, а также скоплений более мелких (языковато-клиновидных) криогенных образований; размеры блочных повышений полигонального микрорельефа составляют в диаметре 15–25 м, а превышения блоков над межблочными понижениями, расположенными над грунтовыми клиновидными структурами, по результатам нивелирования составляют 10–25 см. Такой тип палеокриогенного микрорельефа был описан А.А.Величко [1973].

Следовательно, формирование изученного современного чернозема типичного с самого начала образования почвообразующих пород и до первых этапов образования дневного гумусового горизонта сопровождалось активными палеокриогенными процессами. По наличию клиновидных палеокриогенных образований в каждом генетическом горизонте (такие формы криоморфизма, как известно, формируются только на дневной поверхности) предполагаем, что каждый из них в свое время пребывал в состоянии дневного ЭПО. О том, что каждый из генетических горизонтов когда-то находился на дневной поверхности, свидетельствуют отчетливо выраженные в этих горизонтах следы перераспределения вновь отложенного минерального материала в форме мелкой делювиальной слоистости по элементам палеокриогенного микрорельефа. Перераспределение продуктов современного почвообразования по элементам палеокриогенного микрорельефа привело к формированию в черноземах под гумусовым горизонтом своеобразного ожелезненного горизонта (гор. В), развитого только в межблочных понижениях. Современное развитие черноземов, наложенное на палеокриогенный микрорельеф, имеет результатом разное строение почвенных профилей на каждой из трех зон палеокриогенного комплекса – блоке, межблочье и склоне между ними. Тип профиля определяется наличием или отсутствием определенных генетических горизонтов, формой и степенью выраженности палеокриогенных образований. Разница в строении профилей столь велика, что мы оцениваем ее на уровне подтипа (чернозем типичный – чернозем типичный солонцеватый).

Палеокриогенные особенности строения поверхностных отложений, почв и форм дневной поверхности исследованной территории в значительной мере определяют характер и направление эрозионных процессов.

Выводы:

- почвообразующие породы центра Восточно-Европейской равнины, многие свойства которых сохранились в профилях почв, формировались в ледниковое (поздневалдайское) время в результате не только процессов постадийного осадконакопления, но и процессов перигляциального (мерзлотно-гидроморфного) почвообразования;
- интегративное воздействие природных процессов, связанных с формированием почвообразующих пород, в поздневалдайское время осуществлялась, в основном, на локальном уровне, то есть на уровнях мезо- и микрорельефа и функционально с рельефом связанных денудационно-аккумулятивных и эрозионных процессов;
- во времена поздневалдайских интерстадиальных или интерфазиальных смягчений перигляциальных условий формировались специфические инициальные почвы с разнообразными признаками надмерзлотного гидроморфизма; почвы эти в настоящее время находятся в пределах профилей голоценовых почв и обычно не рассматриваются исследователями как самостоятельные почвенные образования;

Рис. 3. Структурные формы выражения палеокриогенеза в микрорельефе заказника "Каменная степь" - полигональный (полигонально-блочный) и слитно-полигональный микрорельеф на плоских водораздельных поверхностях (М 1:17000).

1 – полигонально-блочный микрорельеф, 2 – лесные полосы в Каменной степи

• процесс морфолитопедогенной цикличности может рассматриваться как механизм формирования поздневалдайской толщи почвообразующих пород, сохранившей признаки нескольких стадий реликтового надмерзлотного гидроморфизма;

• палеокриогенные образования в профилях современных почв оказывают заметное воздействие на современное функционирование почв;

• особенности перигляциального почвообразования, сохранившиеся в профилях голоценовых почв, позволяют достоверно детализировать природный процесс в поздневалдайское время.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-04-49940, 04-04- 48918) и Программы "Университеты России"

Литература

Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Пущино, ОНТИ ПНЦ РАН, 1995. 320 с.

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Палеокриогенез и структура почвенного покрова Русской равнины // Почвоведение. 1993. № 7. С. 65–75

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Палеогидроморфизм, палеокриогенез и морфолитопедогенез черноземов // Почвоведение. 2005. № 3. С. 309–315

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Антошечкина Н.А., Черепьянова Е.А. Палеокриогенные особенности морфогенеза черноземов Каменной степи // Почвоведение. 2001. № 8. С. 909–917

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Ковда И.В. К истории почв центра Русской равнины // Почвоведение. 1988. № 9. С. 76–84.

Ахтырцев Б.П., Ахтырцев А.Б. Палеочерноземы Среднерусской лесостепи в позднем голоцене // Почвоведение. 1994. №5. С.14–24.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.

Величко А.А., Морозова Т.Д. Микулинская ископаемая почва, ее особенности и стратиграфическое значение // Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М. Изд-во АН СССР, 1963. С. 100–146.

Величко А.А. Морозова Т.Д., Нечаев В.Б., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.

Гугалинская Л.А. Почвообразование и криогенез центра Русской равнины в позднем плейстоцене. Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1982, 204 с.

Гугалинская Л.А. Морфолитопедогенез центра Русской равнины. Автореф. дисс. ... докт. биол. н. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 44 с.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Палеогидроморфизм почв Русской равнины – развитие концепции // Почвоведение. 1995а. №1. С. 63–72.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Морфолитопедогенез и неотектоника // Почвоведение. 1995б. № 9. С. 1061–1070.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Биосферно-тектонические взаимодействия и их реализация в почвенном покрове // Почвоведение. 1996. № 8. С. 949–960.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Гипотетический литогенный профиль суглинистых почв центра Русской равнины // Почвоведение. 2000. № 1. С. 102–113.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М., Фоминых Л.А. Концепция формирования профиля почв гумидной области Русской равнины // Пространственно-временная организация и функционирование почв. Пущино, 1990. С. 83–92.

Добровольский Г.В., Шишов Л.Л., Щербаков А.П. Состояние, прогноз и повышение плодородия черноземов // Вестник РАСХН, 1992, №5. С.24–27.

Докучаев В.В. Русский чернозем. 1883. Избр. соч.. Т.1. М., 1948. С.25–435.

Иванов И.В., Демкин В.А. Проблемы генезиса и эволюции степных почв: история и современное состояние // Почвоведение. 1996. № 3. С. 324–334.

Ковда В.А. Проблемы защиты почвенного покрова и биосферы планеты. Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1989. 156 с.

Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Холмовой Г.В. Календарно-событийная стратиграфия позднего неоплейстоцена. Сборник материалов // Третье Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. Т. 1. Смоленск. Ойкумена, 2002. С. 143–145.

Макеев А.О. Палеопочвоведение: состояние и перспективы (по материалам комиссии по палеопочвоведению) // Почвоведение. 2002. №4. С. 398–411

Серебряный Л.Р. Поздне-послеледниковье // Геохронология СССР. Т. 3, Л. Недра 1974. С. 75–84

Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене. М. Наука. 1991. 222 с.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., Наука, 1966.

Щербаков А.П., Васенев И.И. Проблемы использования и охраны черноземов // Почвоведение. 1999. № 1. С. 83–89.

Bos R.H.G. and Sevink J. Introduction of gradational and pedomorphic features in descriptions of soils. J. Soil Sci., 1975, v. 26, N 3, p. 224–233.

Bronger A. Loess – buried paleosols – geosols – welded paleosols – pedocomplexes – towards a global Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history // Chinese Science Bulletin. 1999. V. 44. Suppl. 1. P. 1–7.

Olsen L. Pleistocene paleosols in Norway – implications for climate and glacial activity // PPCN. 1995. № 12.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 66, 2005 г.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ КЛИМАТОСТРАТИГРАФИИ: О ПРИВЯЗКЕ КЛИМАТЕМ ЕВРОПЫ К АСТРОХРОНОМЕТРИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ[1]

В.А. Зубаков

С Евгением Вергильевичем, выдающимся ученым, председателем Комиссии МСК по четвертичной системе, мне посчастливилось общаться, работать и дискутировать более 30 лет. Он дважды был моим оппонентом на защитах. Оба раза я шел на них с "крамольными" идеями (доказывая ледниково-шельфовый генезис морен Западной Сибири и необходимость климатостратиграфической методологии для четвертичных отложений). Успех защит во многом зависел от оппонента – нужен был большой авторитет, умеющий видеть и ценить новое. И я горжусь, что Е.В. стал моим "крестным отцом" в науке.

Е.В. был ученым с широчайшим кругозором и в то же время человеком с редкостными качествами – ко всем доброжелательным, во всем честным. Что больше всего в нем привлекало – это простота и его полное равнодушие к научному карьеризму. Теперь я понимаю, что Е.В. был олицетворением Советского Интеллигента, а тогда, наблюдая исполнение им председательских обязанностей, я говорил про себя: «Ну, Умный Медведь».

Дискутировать с Е.В. приходилось мне нередко. И эту статью я пишу, мысленно обращаясь к нему – мудрому и далеко смотрящему.

Тему статьи – соотношение наземных и глубоководных климатем (**а это его термин**) – я считаю **ключевой** для климатостратиграфии, одним из основателей которой Е.В. стал более 30 лет назад.

Из истории климатостратиграфии

В ней три этапа. Первый – *этап становления идей и терминологии.* Второй – *их признания.* Третий – этап *создания глобальной астрохронометрической шкалы.*

Родилась климатостратиграфия в «эпоху бурь и натиска» – революционного осмысления стратиграфией своей сути как науки о расчленении и корреляции отложений **по правилам**, фиксируемым в Стратиграфических Кодексах. Дискуссии начались с работ Х. Хедберга (1952 г.), Л.С. Либровича (1954 г.) и В.В. Меннера (1962 г.). Особого же накала они достигли у исследователей, изучающих четвертичную систему, статус которой уже 200 лет остается спорным (и по сей день). Только теперь стало понятно, что все 200 лет изучение новейших – «четвертичных» – отложений шло путем «*событийной* **полу**стратиграфии», т.е. путем корреляции оледенений и межледниковий и других палеогеографических **событий**, как правило, **асинхронных** во времени и трудно классифицируемых по рангу. Отождествление плейстоцена Ч. Ляйеля – заключительной части неогена – с четвертичной системой противоречило правилам биостратиграфии. Поэтому постоянно возникала необходимость принятия для четвертичной системы «**исключений из правил**».

Получилось так, что именно автору этих строк 46 лет назад пришла в голову мысль, что многие споры и недоразумения можно было бы снять, если бы в дополнение к биостратиграфической методологии расчленения отложений на зоны и ярусы, обязательной для всех систем, для новейших отложений существовала бы особая методология **внутриярусного** расчленения и корреляции отложений. Так, в моих статьях (Зубаков, Краснов, 1959) и с Г.С. Ганешиным и др. (1961 г.) появился «крамольный» в те годы, но одобренным С.А.Яковлевым и Л.С.Лебровичем, термин – «климатостратиграфические подразделения». Характерно, что в США в 1961 году был введен его аналог – «геолого-климатические подразделения». Главный термин – «климатостратиграфия» опубликован двумя годами позже (Зубаков, 1963). А в 1966 г. мною была предложена иерархическая система из пяти климатостратонов, включавшую: **звено** для отложений крупнейшего в плейстоцене климато-седиментационного цикла в 370-380 т.л., опознаваемого по видовому составу наиболее быстро эволюционирующих групп млекопитающих, **раздел** – для климатически противоположных его половин, **климатолит** – для конкретных ледниковий и межлдниковий и **стадиал** и **фазиал**, как его частей (Зубаков, 1968).

Все эти радикальные идеи были благожелательно восприняты В.В. Меннером, Е.В. Шанце-

[1] Статья опубликована в авторской редакции

ром, И.И. Красновым, Г.С. Ганешиным и А.И. Жамойдой и далее **развивались уже коллективно**. Отторгнуто было лишь мое предложение о возвращении к решению Ч. Ляйеля, еще в 1833 г. показавшего, что новейшие отложения (= плейстоцен) являются завершающей частью неогена. Хотя наиболее радикально мыслящий ученый из вышепоименнованых писал: «Этим (введением понятия «климатостратиграфия» В.З.) по существу, решился вопрос о подразделении четвертичных отложений; снята дискуссия о границе квартера и неогена, так как говорить о том, в какой части зоны (речь о зоне Globorotalia truncatulinoides. В.З.) надо проводить границу системы, конечно является нонсенсом; и в совершенно новом свете встал вопрос об объеме и ранге четвертичной системы» (Меннер, 1968, с.7). Однако большинство четвертичников избрало путь адаптации идей климатостратиграфии к традициям выделения четвертичной системы.

Самым важным документом этапа становления климатостратиграфии стал, по-моему, третий том «Геохронологии СССР» (1974). В нем на огромном фактическом материале было показано, что важнейшим параметром климатостратиграфии могут и должны стать цифры физического возраста, в том числе TL датировки и палеомагнитные реперы.

Одновременно, но по-другому пошло становление климатостратиграфии за рубежом. Термин и понятие там были предложены польским геологом З. Ружицким в 1964г. на французском, но восприняты его идеи были хуже, чем у нас. Так, созданная в ИНКВА подкоммиссия по четвертичной стратиграфии Европы (Г.В Люттиг, Р. Папе, Р.Г. Вест и В.Х. Загвийн, 1970), разработавшая в 1969 г. «Ключ к интерпретации и номенклатуре стратиграфии квартера», пошла в своей деятельности традиционным путем событийной стратиграфии, ограничившись введением терминов «криомер» и «термомер» и общей рекомендацией использовать палеоклиматические данные для литостратиграфических единиц (см. Люттиг и др., 1970, с.29). Куда более значимым там стало зарождение в трудах Ц. Эмилиани, Д. Эриксона и др. методов изотопной климатостратиграфии (на базе открытий Г.Юри), применительно к изучению глубоководных отложений океана.

Этап *признания климатостратиграфии* начинается на Западе в 1973 – 1974 годах с с появлением схем изотопно-кислородных стадий (ИКС) Ц. Эмилиани и Н. Шекльтона (1973 г.), Н. Шекльтона и Н. Опдайка (1973 – 1976 г.г.) и др. для конкретных колонок Проекта «Deep Sea Drilling Project». Важнейшим рубежом в развитии глубоководной климатостратиграфии стало создание SPECMAP – унифицированной по пяти колонкам шкалы ИКС (J. Imbrie, J. Hays e t al. 1984 г.) и коллективная монография «Миланкович и климат» под ред. А. Берже и др. (1984 г.). В последней доказывалось, что дирижером всех среднесрочных колебаний климата от 10 до 413 т.л. являются изменения орбитальных параметров вращения Земли и планет (прецессии, наклона оси Земли к эклиптике и эксцентриситета). Большой вклад в развитие климатостратиграфии зарубежом внесли работы Дж.Куклы (1977г., 1987г. и др.) и особенно Н.Шекльтона.

У нас начало признания климатостратиграфии также фиксируется 1973 годом – появлением брошюры Е.В. Шанцера, И.И. Краснова и К.В. Никифоровой (1963), содержание которой было развернуто Е.В. в 1977 г. в коллективной монографии «Стратиграфические подразделения» (Шанцер, 1977, с. 79 – 94). Однако, приняв предложенную мною терминологию климатотаксонов, Е.В. изменил их иерархию. Термин «звено» он использовал для обозначения бывших «отделов» четвертичной системы. А для сохранения системного ранга новейших отложений он и И.И. Краснов предложили трактовать их как «**начало** четверичной системы». По сути это было уловкой – уходом от научного решения проблемы таксономической оценки новейших отложений. Но она была принята четвертичниками «на ура» (сейчас вопрос о ликвидации четвертичной системы – самого архаического памятника **до** стратиграфической эры развития геологии – на Западе вновь поставлен на очередь дня).

Главным актом признания климатостратиграфии в нашей стране стало решение МСК ввести климатостратиграфические таксоны в общую шкалу и введение практики составления региональных унифицированных схем четверичных отложений по новым правилам. Для меня же лично знаком признания стала публикация от имени МСК брошюры «Ритмостратиграфические подразделения» (1974 г.) под ред. А.И. Жамойды с содержательными его комментариями. И конечно – издание на английском трех соединенных моих монографий (Зубаков, 1983г., 1986, 1990г.) в престижной серии издательства Эльзевир «Достижения в стратиграфии и палеонтологии» (Zubakov, Borzenkova, 1990). Она стала двенадцатой монографией серии и второй (после «Докембрия» Л.И.Салопа), переведенной с русского. Большой вклад в развитие климатостратиграфии в нашей стране внесли сибирские ученые, в особенности С.А.Архипов и В.С.Волкова (Эволюция… 1999).

Современный этап развития – этап синтеза глубоководной и наземной климатостратиграфии и перехода от составления региональных унифицированных климатостратиграфических схем к разработке глобальной **астрохронометрической** шкалы – начинается в 1990 г. с появления статей А.Берже и др.(1991), Ф. Бассино и соавторов (1994), В.Бергера и др. (1994 г.), Н. Шекльтона (1990 г., 1995 г.) и публикаций В.А. Большакова (1999г. – 2003). Из этих материалов следует, что орбитальная гипотеза изменения климата, заложенная Адемаром, Кроллем и Миланковичем, несмотря на ряд допущенных ими ошибок, оказалась действенным механизмом, позволившим рассчитать временные рубежи всех 19 ИКС, выделенных в зоне Брюнес. Знаковым событием стали астрохронометрические расчеты Р. Джонсона (1982 г.), показавшие, что инверсия Брюнес – Матуямы, располагающаяся в нижней трети ИКС 19, имеет возраст не 734 т.л., как она датировалась на суше KAr методом, а 790 т.л. Этому поверили только через 8 лет, когда его расчеты были подтверждены новыми KAr измерениями (Шекльтон, 1990 г.). Существенно, что и в шкале Бассино и др. (1994) и в орбитально-климатической диаграмме В.А. Большакова теперь указываются не только возрастные рубежи самих ИКС, но и расчетный возраст *всех пиков глобальной инсоляции*. Но, конечно, речь еще не идет об абсолютном возрасте, а только о **расчетной** глобальной астрохронометрической шкале.

Поскольку точность ее бесспорно больше хронометрических датировок, получаемых разными методами на суше, то на очередь дня стала задача контрольной **привязки** региональных климатостратиграфических схем, естественно по полученным для них датировкам, к этому глубоководному астрохронометрическому эталону.

Проблемы

1) Разрыв в климатостратиграфической изученности континентов и океанов

Удивительно, но в глубоководных отложениях выделено уже **более двухсот** изотопно-кислородных стадий (ИКС), из них на четвертичную систему приходятся только 63 стадии (рис. 1). При этом глубоководный разрез системы разделяется на две равные части. В верхней – плейстоценовой – средняя длительность пары крио и термомеров составляет 86 т.л., что близко циклу 96 – 100 т.л. (цикл эксцентриситета). В нижней – эоплейстоценовой – выделено 38 стадий, так что крио- и термомерные пары здесь близки 41-тысячелетнему ритму. Сам факт такого различия в ритмике был давно отражен практикой изучения четвертичных отложений. Именно на этом рубеже – около 900 т.л. – находилась традиционная нижняя граница четвертичной системы, которая разделялась А.Пенком на четыре великих ледниковья (вюрм – гюнц) и пять великих межледниковий, как раз и соответствующих в паре 100-тысячелетнему ритму эксцентриситета. Этот рубеж очень важен для геологической практики, ибо он разделяет два принципиально **разных** интервала геологического картирования – с доминированием климатостратиграфии и с доминированием биостратиграфических методов. И не случайно, что западные «понижатели» нижней границы системы теперь уже сами стали инициаторами выделения *«ледникового плейстоцена»* в **ионийский** ярус (Cita 1995). Поиск его парастратотипа на территории СНГ стал актуальной проблемой и будет обсужден ниже.

2) Различие временных объемов наземных и глубоководных климатем

Как соотносятся традиционные (альпийские) ледниковья и межледниковья с 25-ю ИКС? Нет ли в числе последних, как это считают А.А. Величко и др. (2004) и С.Д. Николаев, Н.С. Блюм и В.И. Николаев (1989) пяти-шести **мнимых** ИКС, представляющих собой серджевый феномен? Этот вопрос вполне закономерен. Решить его можно только сравнением непрерывных последовательностей наземных климатем с глубоководными. Приведу примеры такого сравнения. На рис. 2 интервал до 31-го ИКС, которая соответствует подошве харамильо (см. рис.1), сопоставлен автором (Зубаков, 1993) с тремя наземными разрезами. И что мы видим? – Практическую идентичность глубоководных и наземных климатем.

Показательно сравнение уникальных разрезов почвенно-лессовой формации Северного Китая с ИКС конкретных колонок глубоководного бурения. Так Дж. Кукла (1987г.) сопоставил разрез Ксифенг, в котором выделено 13 почв и 14 лессов со шкалой SPECMAP, 1984, и колонкой DSDP 552 A. Его вывод: последовательность климатем практически идентична, если не считать, что самой мощной пятой почве Ксифенга отвечает сдвоенные ИКС 13 – 15, мощному горизонту лесса 9 отвечают ИКС 22 – 24. И почве 9 – ИКС 25 – 27. Такое же согласие показало и сравнение разреза Баоджи уже из 32 почв и 33 лессов, фиксируемых в подошве инверсией Гаусс – Матуяма (рис. 3), со сводным разрезом ИКС из 6 колонок, произведенное Динг-Жонгли (1991).

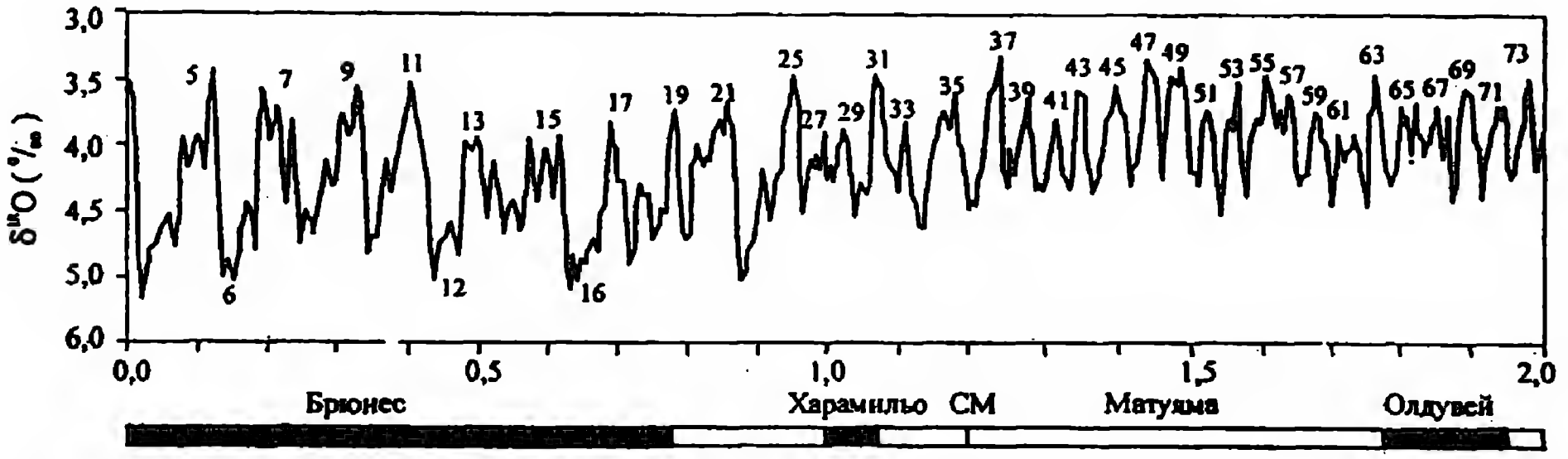


Рис. 1. Изотопно-кислородная кривая Шеклтона и палеомагнитная шкала в пределах двух миллионов лет (по [Shackleton, 1995]).

Цифры у кривой – ИК стадии, в интерпретации Шеклтона. По оси абсцисс – время, в млн лет до современности. СМ – палеомагнитный эпизод Кобб-Маунтин. Черные и белые участки на палеомагнитной шкале – соответственно прямая полярность хрона Брюнес и субхронов Харамильо и Олдувей и обратная полярность хрона Матуяма

Рис. 4 представляет обобщение результатов споро-пыльцевого анализа двух колонок у берегов Сахары: ODP 658, на 21° с.ш., куда пыльца переносится из Сахары и Сахели, и колонки 16415, на 9° с.ш., куда ветер приносит споры мхов и папоротников из зоны дождевых лесов. Лидия Дюпон (1992) выявила большие флюктуации границ Сахары и Сахели и дождевых лесов, происходившие за время в несколько тысяч лет, амплитудой до 9° широты. Это уникальное обобщение рисует всю историю растительности плейстоцена Северной Африки.

Результаты бурения Антарктического ледникового щита (Котляков, Лориус 2000) и озера Байкал (Prokopenko A.A., et al., 2001г.) показали ту же последовательность климатем, что и глубоководные колонки. Читателю они известны. Поэтому закончу обсуждение этой проблемы данными Генри Хугхимстры (1989). Он изучил споры и пыльцу 1230 образцов из 375-метрового разреза озера Фунза на плато Богота в Боливии, на высоте 2550 м. По KAr и трековым датировкам 14-ти горизонтов пеплов разрез хорошо датирован, и поэтому надежно сопоставляется с глубоководными климатемами. Он охватывает временной интервал в 3,5 миллиона лет. На рисунке 5 помещена только верхняя его часть в 2,2 миллиона лет, охватывающая четвертичную систему. Рассмотрим богатейшую информацию, вынесенную на рисунок. Нижняя из 27 споро-пыльцевых зон, охватывающих четвертичную систему, отвечает ИКС 63, то есть число пыльцевых зон плейстоцена в 2 раза меньше числа ИКС, которые на рисунке обозначены жирными цифрами. При этом каждая пара зон объединяется в межледниково-ледниковые циклы, подобные альпийским (см. цикл 4: ИКС 11-8). Высотная амплитуда изменения границ биоценозов достигает 1300 м, а температурная 8,6° С.

Каков же вывод из этого уникального сравнения хорошо датированных наземных климатем с ИКС? Он однозначен. И споро-пыльцевой анализ и ИКС колонки V 28 – 239, с которой ведется сравнение, **в деталях повторяют** ***одни и те же*** климатические колебания. Следовательно, глубоководная изотопно-кислородная шкала **действительно фиксирует** глобальные изменения климата! И второй вывод: иерархия ИКС **не совпадает**, и даже очень не совпадает с крупными межледниково-ледниковыми циклами, с изучения которых началась четвертичная геология.

3) Неразработанность иерархии климатостратонов

Итак, третья проблема климатостратиграфии, в особенности глубоководной, – это *иерархия климатем. Она упирается в «Проблему звена»*, как крупнейшего климатического цикла длительностью 400 ± 25 т.л. и, вместе с тем, наименьшей биозоны, выделяемой по наиболее быстро эволюционирующим группам млекопитающих. В.А. Большаков (2003), пересмотревший вслед за А. Берже (1978г.), роль эксцентриситета, сетует на то, что спектральный анализ де не фиксирует этот ритм. Но вот в новой статье В. Шеклтона и С. Кроухарста (1997) он отчетливо выявлен в колонках ODP 926 и 925 во временном интервале в 14 млн. л.

4) Недоучет магнитных реперов и хронометрических датировок как параметров климатохронологической корреляции

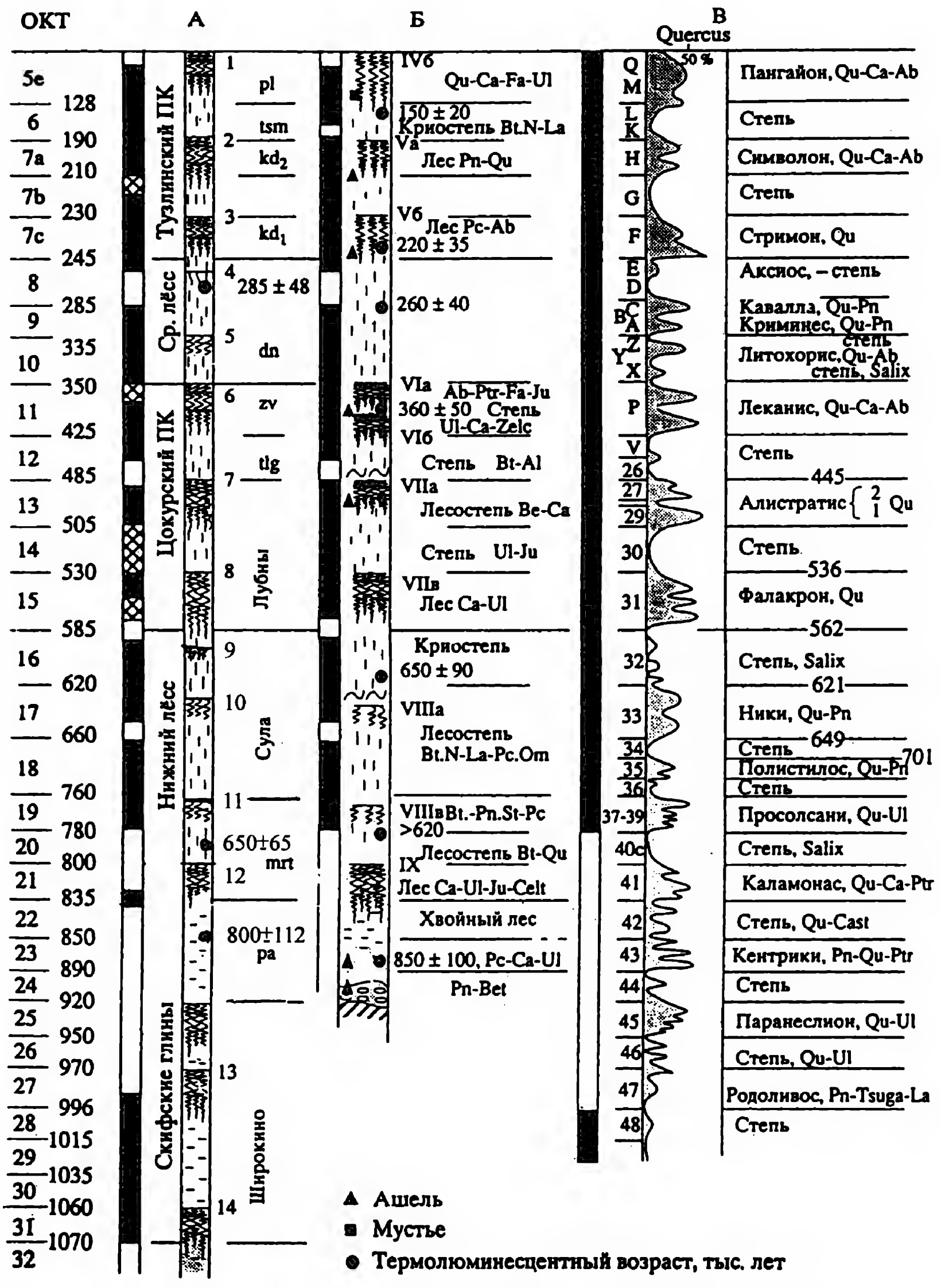


Рис. 2. Климатостратиграфинеская разбивка трех непрерывных разрезов континентальных отложений плейстоцена

А – на берегу лимана Цокур, Таманский п-ов (по В.А. Зубакову и В.В. Кочегуре, 1974 г.); Б – 100-метровый VII (копанской) террасы р. Тиссы, Закарпатье, у пос. Королево (по О.М. Адаменко и др., 1989); В – 200-метрового бурового разреза болота Тенаги-Филиппон, Греческая Македония (по Wijmstra, Smit, 1976 и Van derWiel.Wijrtisfra, 1987a, 1987b). ОКТ-ортоклиматемы специализированной климатостратиграфической шкалы ("изотопные ярусы"), тыс. лет. Номенклатура почв и лёссов двух первых разрезов локальная. Между колонками помещена стратиграфическая привязка к общеукраинской схеме, данная указанными выше исследователями. В разрезе Тенаги индексы слева означают № спорово-пыльцевых зон(Зубаков, 1993).

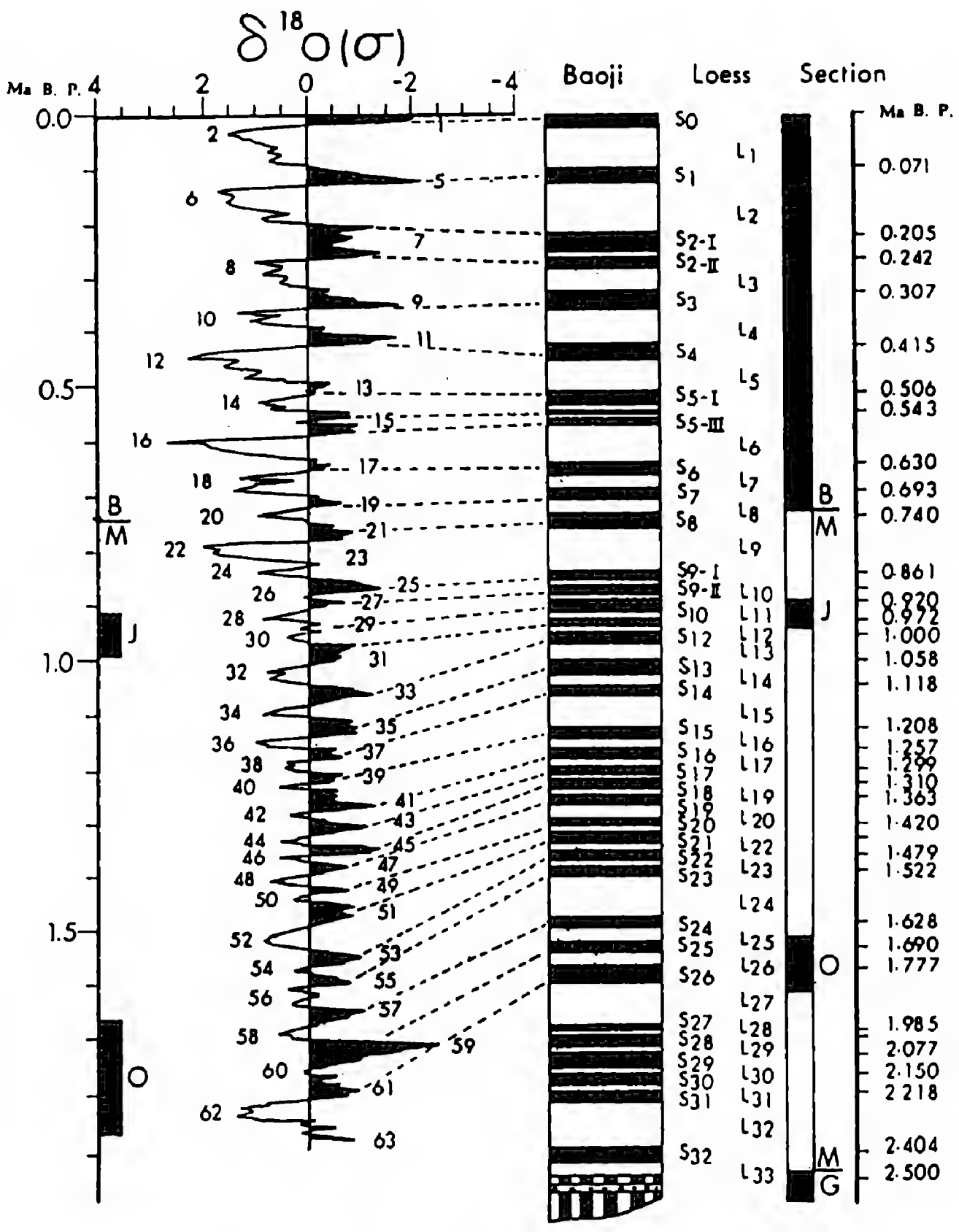


Рис. 3. Корреляция уникального разреза Баоджи, Китай, из 32 почв фиксируемых в подошве инверсией Гаусс/Матуяма, 2,5 млн лет н., со сводным разрезом ИКС по нескольким колонкам по DSDP (552a, 607, 609 и др.) (DingZhongli, 1991).

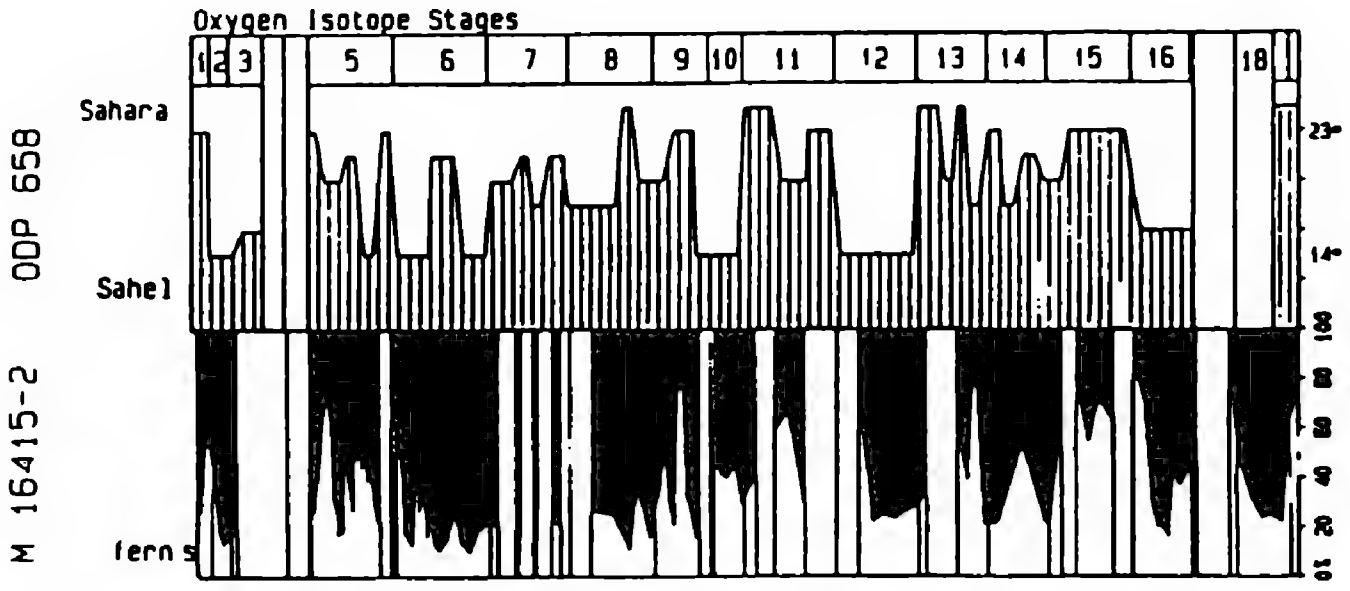


Рис. 4. Реконструкция флюктуаций границ Сахары, Сахели и дождевых тропических лесов по данным споро-пыльцевого анализа керна скважин, прилегающих к западному побережью Африки (Dupon, 1992).

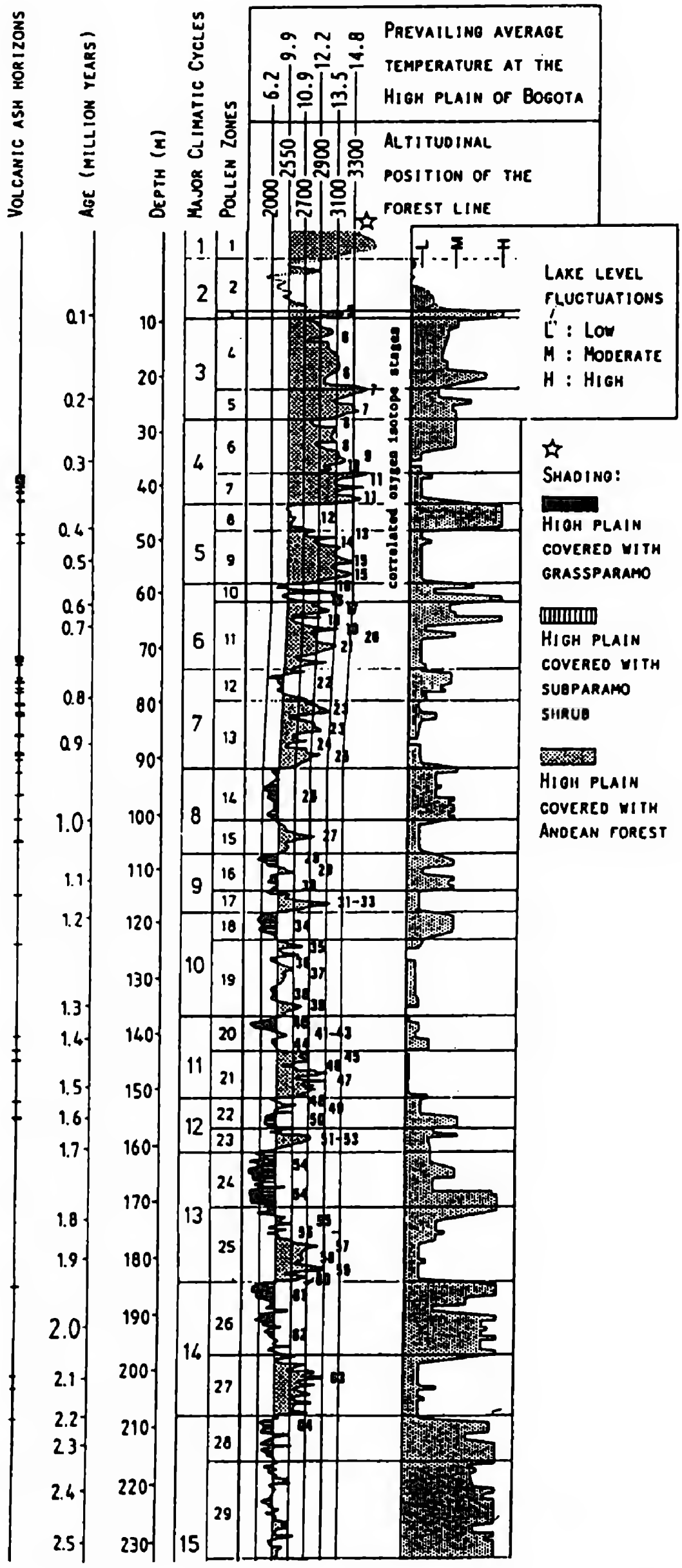


Рис.5. Сопоставление самой глубокой спорово-пыльцевой диаграммы мира по разрезу донных осадков оз. Фунза, Колумбия с изотопно-кислородными стадиями колонки V26-239. Подробности в тексте. (Hooghiemstra, 1989)

Эта проблема характерна в основном для наземной климатостратиграфии. Поскольку сами климатические изменения **не** уникальны, то естественно, что климатостратиграфия **обречена** трансформироваться в астроклиматохронометрию (такой прогноз был сделан мною еще в «Геохронологии СССР», 1974). Эта проблема имеет 2 аспекта. Первый – острый дефицит методик датирования новейших отложений, лабораторий, ими владеющих, и отсутствие деловых контактов датировщиков со стратиграфами. Второй аспект – почти полное игнорирование большинством стратиграфов имеющегося задела датировок.

Оценка современного состояния климатостратиграфии

Обсуждение нерешенных проблем выводит нас на оценку самого современного состояния климатостратиграфии как науки. Ясно, что глубоководная климатостратиграфия развивается быстрее, а наземная находится как бы в стагнации. Это естественно. Так и должно быть. Дело в том, что любая стратиграфия имеет две задачи: 1) *служить инструментом картирования* и 2) *выявлять закономерности* развития природы. В наше время – *Age of Man* – когда человеческая деятельность стала главным фактором геологического развития, мы все поняли, что цивилизация оказывает прямое влияние на климат, а изменения климата оказывают главное внешнее воздействие на цивилизацию. Вспомним роль Потопа и Малого ледникового века в истории человечества или перехода от ледникового климата (10 т.л. назад) к межледниковому. Именно они определили развитие цивилизации. Современные изменения климата по величине и скорости уже сопоставимы с теми, что были 10 т.л.н. и 5 т.л.н. Прогноз будущего климата становится жизненно необходим! Поэтому понятно, почему вторая задача глубоководной климатостратиграфии – выявление *закономерностей* изменения климата – выходит сейчас на 1-й план. Так, мы уже начинаем понимать, что рост концентрации CO^2 в атмосфере является не причиной парникового потепления, а его следствием. Именно поэтому глубоководная климатостратиграфия принимает на себя задачу прямого участия в создании **теории климата**. Оно выражается в *разработке глобальной астрохронометрической шкалы*.

А какова роль наземной климатостратиграфии? Для нее исполнение функции инструмента картирования остается **главной**! А, соответственно, и задача составления региональных унифицированных климатостратиграфических схем. Но она не должна быть панацеей. Территориальное сужение схем унификации с лавинным возрастанием числа унифицированных региотерминов ведет, в действительности, к потере информации и хаосу. Наоборот, целью картирования должно быть стремление ко все более крупной регионализации, к составлению широких – **межрегиональных** – схем. Именно поэтому привязка наземных региосхем к глобальной астрохронометрической шкале становится полезной и нужной. Но привязка **обоснованная** своим хронометрическим материалом и очень аргументированной межрегиональной корреляцией.

И наоборот, так называемая *эмоционально-силовая* привязка региосхем к глубоководной шкале становится «**бедой №1**». Приведу в пример одну унифицированную схему, не называя ее автора. Число климатем в ней точно соответствует числу ИКС, но межледниковья и оледенения в ней явно повторяются под разными названиями. Датировки местных событий практически отсутствуют. И тем не менее, местным климатемам «*придаются*» цифры возраста ИКС, а то и того хуже, полученные в расчетах Ш.Г. Шараф на заре астрохронометрии. Ясно, что такие *якобы* привязки к шкале ИКС дезориентируют пользователей схемы.

Другой пример .... Многие исследователи на протяжении нескольких лет кардинально меняли привязку своих регионклиматем к ИКС. Так днепровская морена сначала отождествлялась с ИКС 12 (Красненков и др., 1984), затем с ИКС 16, лихвин и его аналоги сопоставлялись в разных работах с ИКС 7, 9, 11 и 13. Теперь же днепровская-заальская морена меняет свое место с ИКС 8 на ИКС 6 (Шик, 1995, 2004, Величко и др., 2004, Turner, 1998). Беда в том, что смена этих «привязок» не сопровождается анализом местного хронометрического материала, в частности не дается анализ уже опубликованных TL датировок, а сам факт их наличия замалчивается. Ясно, что предположительная КОРРЕЛЯЦИЯ региостратонов с ИКС с приведением полной ее аргументации **всегда полезна**. Эмоционально-силовая ПРИВЯЗКА, **выдаваемая за факт**, всегда **вредна**.

Увязка морских и наземных климатем путем их прямого прослеживания

Постановка задачи

Все выше обсуждавшиеся проблемы лучше всего было бы решить путем **прямого стратиграфического прослеживания** соотношений средиземноморских эвстем с погребенными почвами лессовой формации. Но где есть такие уникальные возможности? Оказывается, они есть на

берегах Черного моря. Во-первых, еще Н.И. Андрусов (1911 г.) доказал, что тирренская трансгрессия в Черном и Средиземном морях идентична. Автором (Зубаков, 1986) это было показано и для трех других трансгрессий. Идентичность их следует и из последнего обзора новейших данных по Средиземному морю, сведенных А.О. Селивановым (Свиточ и др., 1998). Во-вторых, только на северных берегах Черного моря есть полные разрезы лессовой формации. В-третьих, во все ледниковые эпохи Черное море становилось изолированным бассейном с низким уровнем, и сюда стекали воды Каспия, уровень которого в ледниковые эпохи, наоборот, повышался. Потому двухслойное строение террас Черного моря (внизу слои с каспийской фауной, вверху – со средиземноморской) – является дополнительным источником информации для установления ледниково-межледниковых циклов. И, в-четвертых, долины Днепра и особенно Дона обеспечивают максимальные возможности для прослеживания перехода почв и лессов в ледниковые комплексы Русской равнины.

О внутричерноморской привязке трансгрессий к эталонному разрезу лессовой формации

Кратко об опорных разрезах, на которых может решаться поставленная выше задача. Более подробное их описание см. (Зубаков, 1986).

Главным является разрез водораздельного плато на лимане Цокур на Таманском полуострове, вскрытый нами в ходе месячных раскопов в 1969 – 1970 гг. по следам картировочной скважины, пробуренной Я.А. Измайловым. Спасибо ему за «наводку». Разрез из 14 погребенных почв, лежащих на морском среднем апшероне (рис. 6-г), был опробован комплексно. К сожалению, спорово-пыльцевой анализ не дал результатов. Но палеомагнитный, выполненный В.В. Кочегурой, стал сенсацией – в зоне Брюнес им было выявлено 7 тогда еще неизвестных эпизодов обратной полярности, практически соответствующих современной схеме экскурсов, а в верхах Матуямы – два: Зых и Харамильо.

За руководящие для прослеживания перехода почв в морские слои мы приняли два резко выделяющиеся по мощности лессовых горизонта. Нижний, между 8 и 11-й почвами, лежащий над Б/М инверсией, визуально переходил в бакинские отложения IV террасы (рис. 6-г). Он был назван «*бакинским*». Верхний лесс, большей мощности с г-экскурсом, TL 285 т.л., плащом спускающийся на IV и III террасы, лежит под тремя межледниковыми почвами. Синхронность этих почв трем эвстемам карангатской трансгрессии не оставляла сомнений. Они разделяются пресноводными героевскими I и II слоями с морозобойными структурами и TL датами 165 ± 40 и 205 ± 50 т.л. (рис. 6-б,в). Поэтому верхний мощный лесс назван «*подкарангатским*».

К Цокурскому плато в 20 км от разреза, на мысе Тузла прислоняется IV морская терраса (рис. 6-г), в цоколе которой А.Г. Эберзиным (1940г.) и были описаны конгломераты с бакинскими *Didacna rudis* и *D. parvula*. Результаты двухнедельного раскопа вышележащего отвесного обрыва принесли другую сенсацию. Над бакинскими конгломератами вскрылись отложения неизвестной ранее в Черном море средиземноморской трансгрессии с раковинами *Cardium edule*, *Nassa reticulata*, *Abra ovata* и др. совместно с переотложенными *Didacna rudis*. Мы назвали ее *патрайской* (по имени близрасполагавшейся греческой колонии). Соответствие ее восьмой почве Цокура (рис. 6-г) сомнений не вызывало. В скважинах DSDP №379 и 380 патрайская трансгрессия фиксируется появлением кокколитофорид *Gephyrocapsa carribeanica*, в Средиземном море появившихся 580 т.л.н. (Геологическая… 1980). В.В.Янко выявила в патрайских слоях (она пишет – в верхах чаудинских) ряда разрезов комплекс бентосных и планктонных фораминифер с *Globigerinoides rubber* («Решение 2-го совещания… 1988, с.148)

Фациальное соответствие шестой и пятой почв Цокура III-ей – узунларской – террасе визуально не наблюдается, но оно логично следует из схемы. Мы описали высокую узунларскую – шапсугскую (по А.Б. Островскому) – в разрезах у сел Уреки, Омпарети и Цхалцминда. Под верхними слоями со средиземноморской фауной *Paphia senescence*, *Cardium edule* и др., как и положено, были вскрыты каспийские «древнеэвксинские» слои времени регрессии Черного моря, с нижнехозарскими *Didacna subpyramidata* и др. А в них установлен двойной экскурс обратной полярности, названный нами Уреки, TL 450 и 570-580 т.л. (в океане – Эмперор, 460 т.л., и Биг-Лост, 580 т.л.).

Датирование чаудинской трансгрессии проходило драматично. Она была выделена Н.И. Андрусовым (1903г.) предположительно как средиземноморская. Однако последующие исследователи в стратотипе ее на мысе Чауда обнаружили совместное залегание чаудинских моллюсков с каспийскими и, в большинстве, пришли к заключению, что чаудинская трансгрессия произошла в условиях замкнутого Черного моря и стока сюда бакинских вод. Эта трактовка была закреплена публикациями П.В. Федорова (1978). А после того, как М. А. Певзнер отнес породы разреза на м. Чауда к зоне Брюнес – перешла в разряд бесспорно доказанной.

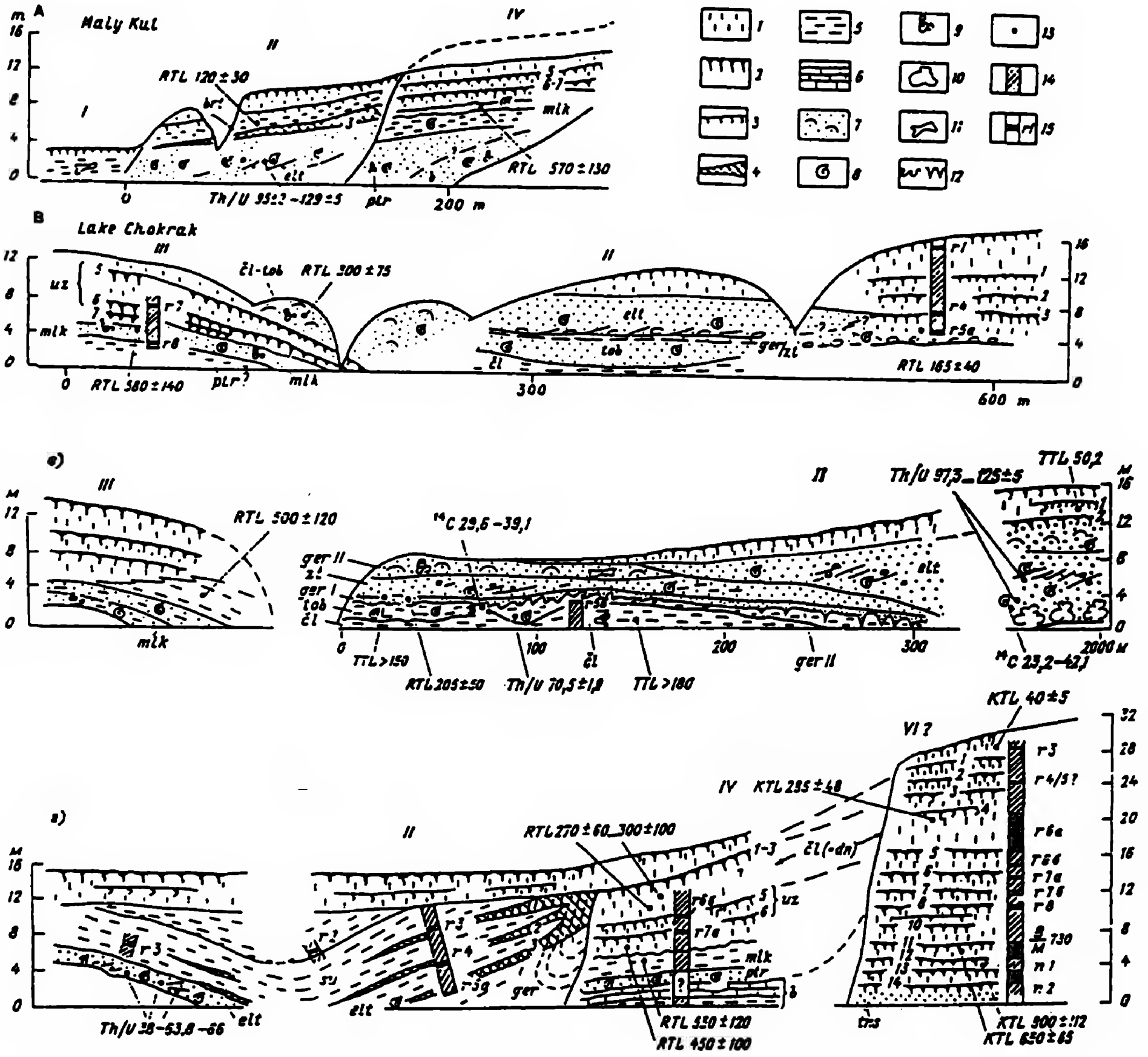


Рис.6. Опорные разрезы плейстоцена Керчь-Таманского района

а – малый Кут, Керченский пролив; б – оз. Чокрак, Крым; в – Тобечикское озеро и Эльтигенский разрез, Керченский пролив; г – мыс Тузла и Цокурский лиман, Таманский полуостров. I–VI – морские террасы. Литология: 1 – лёсс, 2 – погребенные межледниковые почвы, 3 – эмбриональные почвы, 4 – переотложенная почвенная порода. 5 – лиманные илы. 6 – детритусовый песчаник. 7 – дюновые пески, 8 – морская фауна. 9 – наземные моллюски. 10 – биогермы. 11 – остатки млекопитающих, 12 – мерзлотные нарушения, 13 – датированные точки разрезов, 14 – прямая полярность, 15 – экскурсы геомагнитного поля и обратная полярность (Зубаков, 1986).

Мы с В.В. Кочегурой приступили к изучению гурийского парастратотипа чаудинской трансгрессии на горе Цверамагал в 1971 г. И снова сенсация. В зоне Брюнес оказались лишь верхние 5 м из 38-метрового разреза чауды на г. Цвермагал (рис. 7), охарактеризованные только бакинской фауной – *Didacna parvulaeformis*, *D. baericrassa* и *Dreissena caspia*. Мы назвали их *шавскими* слоями. Остальной же 25-метровый разрез с руководящей чаудинской *D. tshaudae* оказался в зоне Матуямы. К тому же, трансгрессия оказалась трехфазной. Три горизонта фауноносных галечников четко разделены двумя горизонтами опреснения – *сефским* и *зыхским* с *Theodoxus pallasi*.

Возрастная оценка чаудинской, а лучше цвермагальской, трансгрессии вытекает из факта Б/М инверсии под бакинскими слоями и двух n-экскурсов в слоях опреснения (рис. 7). Верхний первоначально был принят за харамильский, что было ошибкой. Позже мы идентифицировали его с эпизодом Зых, который был установлен нами в верхнем апшероне Каспия на оз. Зых и был датиро-

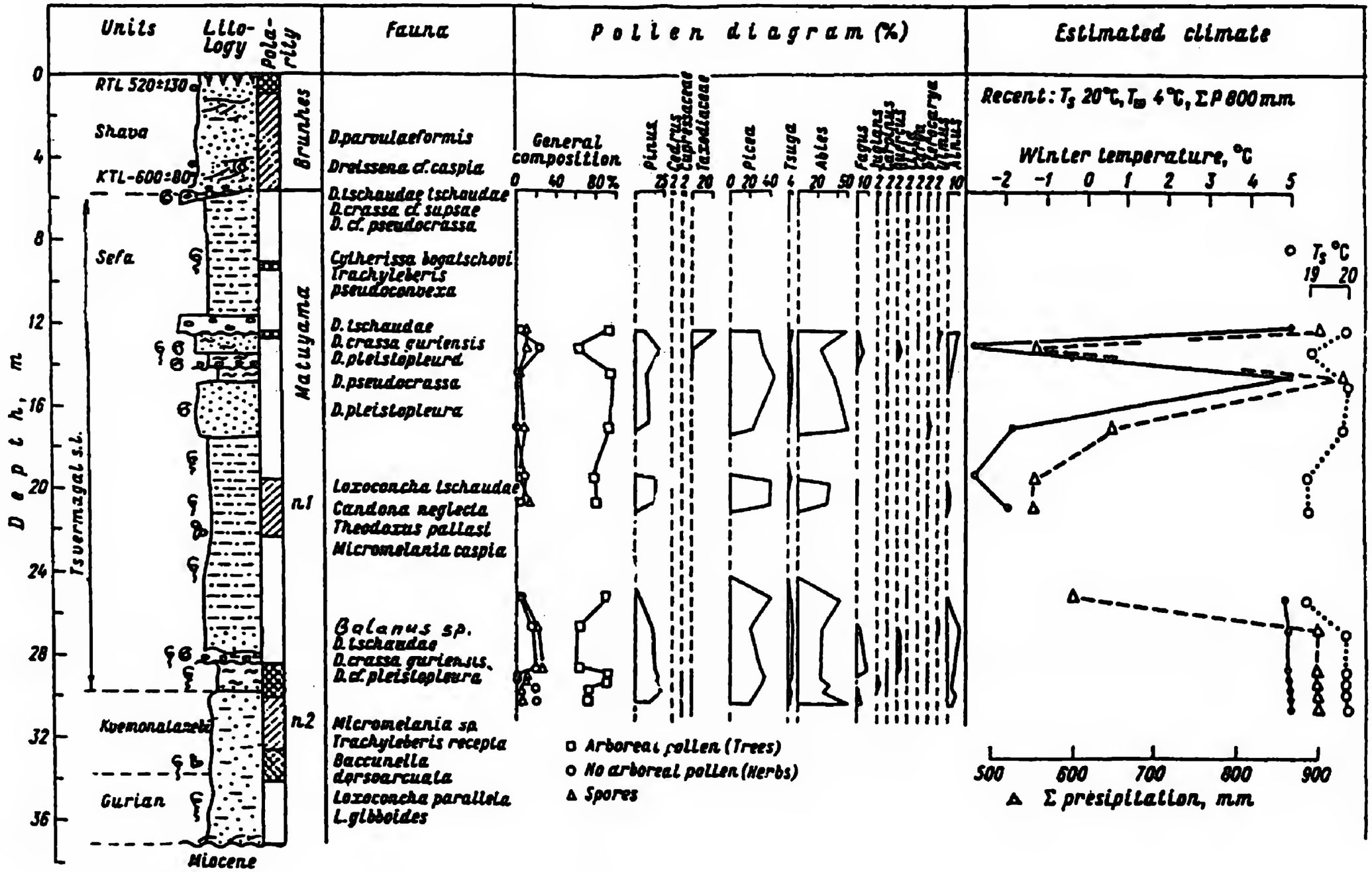


Рис.7. Неостратотип чаудинской трансгрессии, г. Цвермагал, Грузия. Определения: палеомагнитный анализ – В.В.Кочегура, фауна моллюсков – Т.Г.Китовани, остракод – З.А.Имнадзе, спор и пыльцы – И.И.Шатилова (Zubakov, Borzenkova, 1990, fig.3.6)

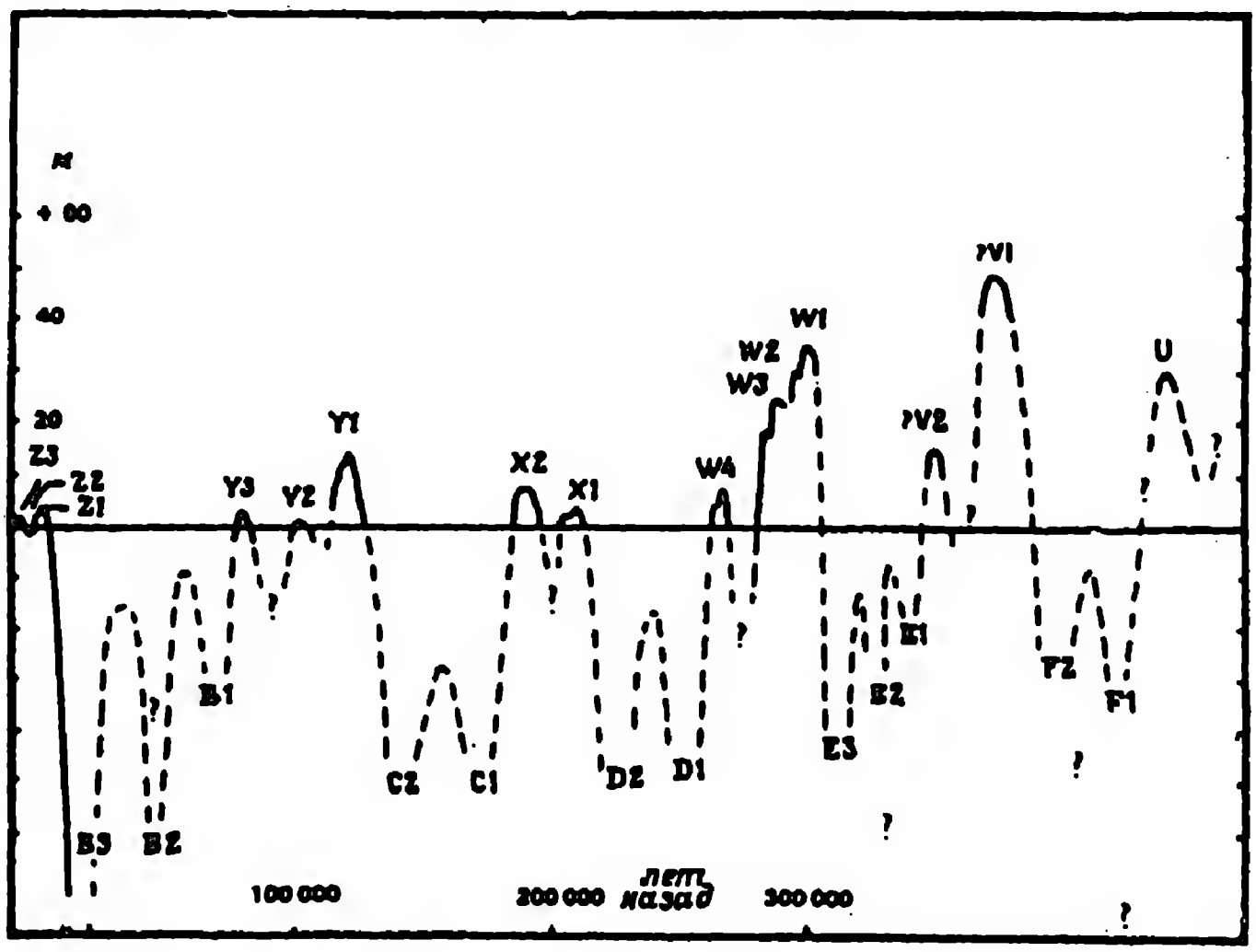


Рис.8. Относительные колебания уровня моря на острове Мальорка
U–Z – морские полуциклы; F–B – континентальные полуциклы (Боуен, 1981)

ван KAr в лаборатории ВСЕГЕИ в 820 т.л. Нижний первоначально был принят за неизвестный («Квемонатанеби», с расчетным возрастом 1,15 м.л.), но потом переведен в харамильо, 990 – 1,070 т.л.н.

Наши выводы по чаудинской трансгрессии: 1) Бакинская и чаудинская трансгрессии **разновозрастны и различны по генезису**. Бакинская – это ледниковый слив из Каспия в Брюнесе, чаудинская – это межледниковая средиземноморская в эпоху Матуямы. За это свидетельствовало: 1) Бесспорное сответствие трех горизонтов галечника с фауной D.tschaudae трем **красноцветным** почвам Цокура (11-й, 12-й и 13-й), находящимся в тех же отношениях с палеомагнитными реперами, что и чаудинские слои с фауной; 2) Находка лично мною в нижнем фауноносном галечнике над кровлей Харамильо (ОКТ 25) гальки с домиком усоногого рачка *Balanus*; 3) Наличие в каждом образце из переданных З.А. Имнадзе на определение остракод, раковин фораминифер *Elphidium sp.* (Китовани и др., 1982).

Однако, наши выводы не воспринимались геологами-четвертичниками ГИНа целых 10 лет. И лишь после публикации статьи саратовских магнитологов (Гришанов, Еремин и др., 1983), изучивших практически те же разрезы и пришедших к тем же выводам (о нюансах не будем), проблема была снята.

Привязка средиземноморо-черноморских трансгрессий к изотопно-кислородной шкале и к Цокурскому разрезу

Работая над книгой (Зубаков, 1986) и изучая литературные источники по климатостратиграфии Средиземноморья; я был изумлен поразительным сходством хода трансгрессий в обоих морях и полной ***несостоятельностью*** корреляционной таблицы, составленной П.Ф.Федоровым (1978, табл.4). Пришлось составить свой вариант (Зубаков, 1986. табл.3.1 и 3.3. и рис.3.6). Будучи в Испании мне пришлось слушать доклад К.Зазо и удалось посетить опорный разрез средиземноморских террас на о. Мальорка, датированных Jo/U методом К.Бутцером в 1975г. (рис. 8). Позже я штудировал фундаментальную сводку новейших данных по средиземноморским террасам, составленную А.О.Селивановым (Свиточ и др. 1998). Новая информация в принципе согласовывается с моей корреляцией 1986 года, сопровождающейся ссылками на многочисленные источники. Это позволяет мне ограничиться здесь (по недостатку листажа) табличной формой изложения материала (табл.1).

Два общих замечания: глубоководные осадки Средиземного моря хорошо изучены по комплексной методике DSDP и ODP, а также пистонными колонками. Глубоководный разрез Сре-

Таблица 1. Увязка Цокурского разреза с морскими террасами и ИКС

ИКС Бассино, 1994		ПМ	Ярусы	Средиземное море		Черное море		Цокур- "переводчик"		Инсоляции пики по Бассино	
5e	127	120 Jm 182	Тарантийский	Strobus	$У_1$ - 15 м 127-125 D р. Мустье	Карангат	Эльтиген 129-97	1	Карангатские почвы	5e	122
6	186				Эр. ф. Гайяк		Эр. ф. Героев 1 165 ± 30			6	133
7	242				$Х_1$ - 8м 190-177		Заветино	2		7a	194
					Эр. ф.		Эр. ф. Героев 2 165 ± 30				225
					$Х_2$ - 5 м 235-210 D п. Ашель		Тобечик	3		7c	236
8	301	Le 290	Милацкий	Эр.ф. Остия -"Рисс 280-230"		Опр. Челядинцево 300-270		4 >	Рисский л. г 285 ± 48	8	288
9	334			Палеотиррен	W_4 - 7м	Узунлар	Пшад Бабель	5	Узунларские почвы	9	328
10	364				Эр. ф. Пепел Трино -350		← *D. pontocaspia*			10	334
11	427	Bi 390			W_1-3-30 м Грот Лазарет D Ср. ашель		Шапсуг Цхалцминда	6		11	406
12	474	Em 460		Эр. ф. Номентано КАг 438-417		← *Did. subpyramidata* г Уреки - 460		Древне-эвксин миндель II		12	434
13	528			Милацц		Патрай		7	Патрайские почвы	13	481
14	568						← *D.subpyram.* М. Кут 570			14	536
15	621	B-L 580			V_1 - 15 м D Рашель Терра Анато		Сусат?	8		15	615
16	659	D 635	Ионий	Эроз. фаза Фламинио КАГ 706-680 "Миндель I"		Бакинский сток ← *D. rudis* < П ← *D. parvula* - Шава 600 ± 80		9 > 10	Баку Л Миндель I	16	628
17	712									17	688
18	760	K-L 730								18	718
19	787	780		Сицилий	Портуенсио	Чауда=Нагобелеви	Цверкагал	*D. tshudae tsh.*	11	Цвермагальские красноцветы 650 ± 65	19	782
20	793				Эр. ф.			Опр. Сефа			20	793
21	865	Zh 850			U_3 -65 м			*D. Tshaudae* г Зых -850	12		21	858
22-24	944			Эр.ф. Гюнц II Фикарацци		Опр. верх. апшерона		Гюнц II Л 800 ± 112		22-24	871
25	970		Калабрий	Валлоне	U_2 - 80 м	Натанеби	Слои *Batanus* →	13	Натанебские красноцветы	25	950
26-30	1050	990 Jar 1070			Слои "C-B" Грота Валлоне		Опр. Квенона-танеби *n.Jar*			26-30	
31	1080				U_1 - 100 м Слои "E-D"		Чахвата *D. pavlovae*	14		31	
32-36	1200			Эр.ф. Кассио - Гюнц КАг 1060I		Среднеапшерон. опр. - Танаис КХ Гюнц I				32-36	

диземного моря **уже** положен на шкалу ИКС. Поэтому проблем в привязке Средиземноморских трангрессий к шкале SPECMAP (1984) и Бассино и др. (1994) **не** возникает.

2) Как было описано (Зубаков, 1986) и видно на рис.9, Средиземное, Черное и Каспийское моря представляют собой **единую гидрологическую систему**, регулируемую глубиной Гибралтара и Босфора. Манычский же пролив действовал только как сточный в процессе метахронного колебания уровня Каспия и замкнутого Черного моря. Сложная динамика обмена вод трех бассейнов фиксируется историей фаун (рис. 9) и горизонтами сапропелей (Зубаков, 1986г., с.82-89). Особым случаем был челядинцевский бассейн – каспийская фауна в нем не жила, потому что он был практически пресноводным.

Комментарии к табл. 1: 1) Из сравнения числа и датировок террас обоих морей следует, что колебания уровня их совершалось **тождественно и синхронно**. Только у аналога низкой милацкой террасы в Черном море нет средиземноморской фауны – она содержит каспийскую. Это древнеэвксинская терраса П.В.Федорова и узмарийская А.Л.Чепалыги.

2) Предложение М.Читы и др. (1995) о выделении «ледникового плейстоцена» в новый **ионийский** ярус с подошвой под слои глобального похолодания, фиксируемые ИКС 22-24, около 900 т.л.н., можно только приветствовать. В связи с этим, подчеркну синхронность **эрозионной фазы «фикарацци»** между сицилийскими (по М.Жинью) террасовыми уровнями «U_2» и «U_3» внутричаудинскому – позднеапшеронскому – зыхскому – **опреснению**.

3) Предложение М.Читы (1995) и др. – о выделении яруса *таранто* рационально принять ТОЛЬКО ЕСЛИ его подошва будет совмещена со всем террасоым комплексом, охарактеризованным фауной *Strombus bubonius*. Ее появление датируется не в 130 т.л. и не в 150 т.л., как пишет М.Чита (1995), а в по Th/U на Мальорке в 210 т.л. и по TL на Коринфском перешейке в 235 т.л. (Свиточ и др.1998) Важно, что на этом же уровне появляются и кокколитофориды *Emiliania huxleyi*, выявленные не только в Средиземном море(кол. RC9 у Крита, с.м. Зубаков.1986, рис.3.1.) но и в Черном – в карангатских слоях у берегов Турции(Геологическая история… 1980).

Выводы из анализа табл.1 – единые колебания уровня Средиземного и Черного морей и отвечающие им «эвстемы» находятся в **четком соответствии с** почвенно-лессовой последовательностью Цокурского разреза. Поэтому он может рассматриваться как своеобразный **переводчик ин-формации** с изотопного «языка» глубоководной климатостратиграфии на язык наземной. Иными словами, наш Цокурский «толмач» может говорить: не мезинские почвы, а карангато-тирренские, не лубенские, а патрай-милацкие и т.д.

Привязка наземных климатем Восточной Европы к Цокурскому «разрезу-переводчику»

Методологическое вступление: 1) Итак, к Цокурскому разрезу удалось **привязать** главную информацию о колебаниях уровня океана в интервале от 1 млн.л. до 70 т.л. – о пяти великих трансгрессиях и четырех главных регрессиях (табл.2). А из нее следует, что привязываемые к Цокуру с севера ледниковые события можно классифицировать на два типа – оледенения, **отвечающие главным регрессиям** океана (оледенения ИКС 8,12, 16+18 и 22+24) и оледенения, отвечающие малым эрозионным фазам **внутри** великих трансгрессий (оледенения, соответствующие ИКС 6, 7_6, 10 и 20).

2) Резко выделяющиеся по мощности два лессовых горизонта в Цокурском разрезе – «бакинский» и «подкарангатский» (рис.6) – бесспорно свидетельствуют о том, что они сформированы пылью двух **максимальных оледенений** Европейской равнины – днепровского и донского, когда ледниковые покровы располагались в 500 км от Цокура. При этом мощность «подкарангатского» лесса в два раза больше мощности «бакинского» лесса, несмотря на в два раза меньшую длительность днепровского оледенения. Это объясняется тем, что пыль попадала на Цокур в основном в процессе западного воздушного переноса.

Комментарии к табл. 2: 1) Как известно, деление четвертичной системы на четыре «отдела», а теперь плейстоцена на четыре «звена», было предопределено выделением альпийских вюрма (Q III), рисса (Q II) и минделя (Q I) и разделяющих их межледниковий. Так вот, десятки лет «рисс-вюрмское» межледниковье в наших унифицированных схемах традиционно отождествлялось с микулинским термохроном. Соответственно все три карангатских, три эемских-ипсвичских (Боуэн, 1981) и две бореальных трансгрессии синхронизировались с микулинским межледниковьем. Хотя длительность его (ИКС 5) не более 56 т.л., а скорее (ИКС 5e) всего 7-11 т.л., а длительность трехфазного карангата-тиррена – 172 т.л. – **в 3, а то и в 17 раз(!) больше**. Ничего себе « корреляция»! Пора исправить много лет повторяющуюся ошибку.

2) На отрицании, а скорее на **незнании**, трехчленной временной структуры морского «рисс-

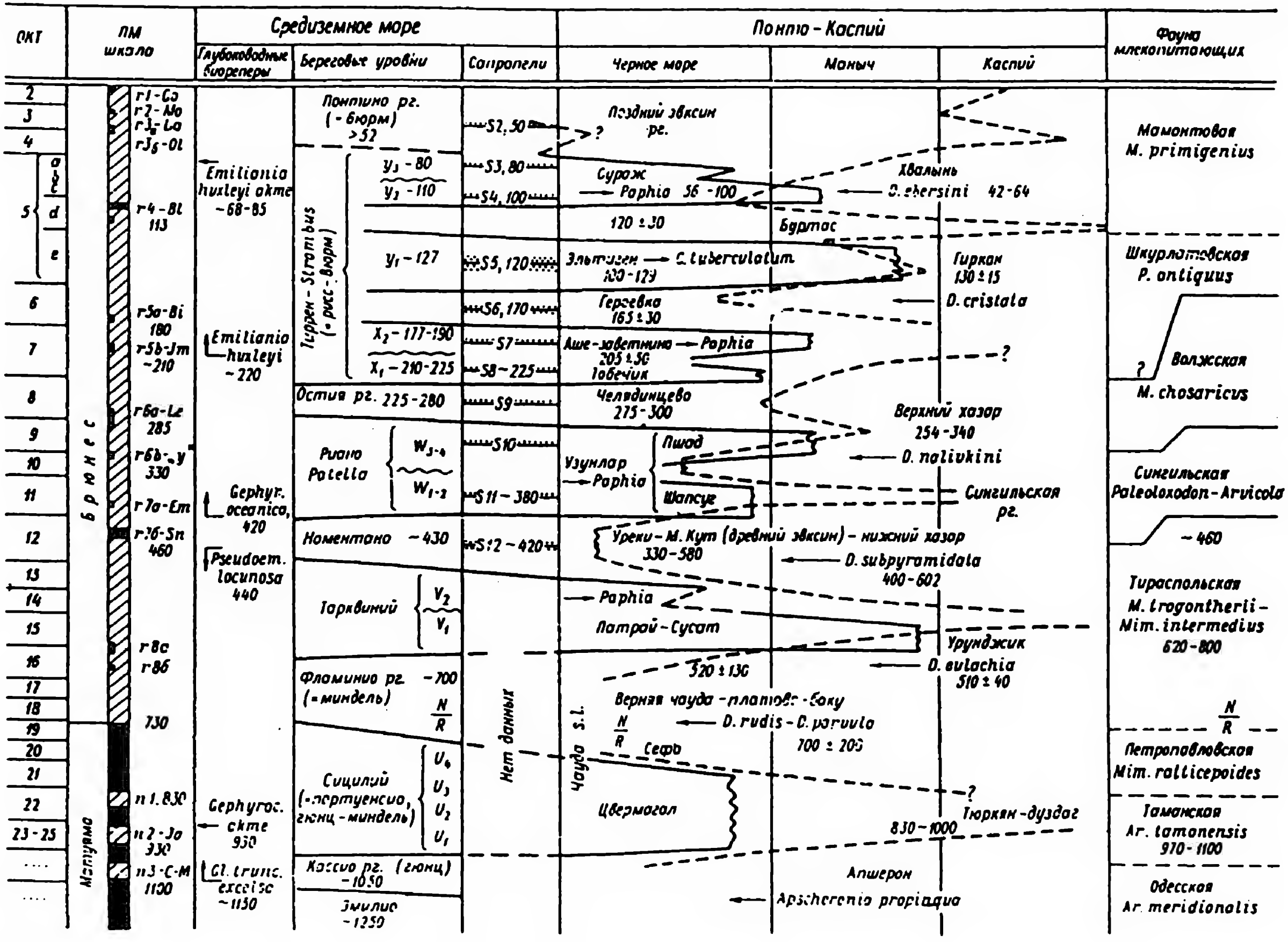


Рис.9. Корреляция палеогидрологических событий в системе Средиземное море–каспий и их привязка к изотопно-кислородной шкале (Зубаков, 1986).

Таблица 2. Привязка наземных климатем к Цокурскому эталону

Цокур		ЦКС Бассино (1994)		Лессовая формация		Ледниковая формация Вост. Европа		Зап. Европа		
1	Карангатские почвы	5e	122	Мезин ПК 167-107	Прилука П 130-100	Мга=Карга тр. 127-95 Микулино 130-100	Бореальная тр.	Эем-Цепвич тр.	Фьесангер тр. 131-90	
			133		Тясмин Л 170-140	Москва о. 215-152			Варта о. 183-142	З а л е о
2		7a	194		Кайдаки I+II 235-167	Одинцово (пп.3) 227-215			Грёделанд -200 Бантега	
			225			Северная-Пупково тр. 233-164		Рюген Рома Любава 245-181		
3		7c	236		Бессергеновка 220± 35	Липна - 190			Хугевин	
Рисский лесс		8	288	Днепр Л 300-250		Днепр о. 306-252 г-280		Дренте-Одра 290-255		
5	Узунларские почвы	9	328	Чигирин ПК	Потягайловка -Каменка П	Бол. Лихвин	Черепечье - 318 Жиздра Чекалин - 324	Голштан-Хокна тр. 350-326	Шенинген Збуйно	
		10	334		Орель Л - 332 Борисоглебск Л		Калуга - 340		Фуне-Ливко 387-336	
6		11	406		Завидовка П 412-340 Инжавино		Лихвин 459-350		Барковице-Мокре 420-388	
Др. эвксин лесс		12	434	Тилигул Л 500-470		Ока о. 487 Крукеничи о.?		Эльстер II-Сан II 530-483-400		
7	Патрий почвы	13	481	Лубны	В. почва 479± 51	Рославль	Смоленск-Брод Ишкольд?	Кронер Фердинанд 556-463	Рум	
		14	536				Березинское?-540		Могилянка?	
8		15	573		Н. почва 576		Мучкап Беловеж 660		Горлебен Войгштедт	
9	Бакинский "Миндель I" лесс	16	628	Сула Л	Волынь 700-620 Сокрль о. 650± 90	Дон о - 634		о. "С" - Сан I - 634		"Эльстериан"
10		17	688		Семилуки П Вершина П	Окатово-Корчево	Ильинка	Росмален ТХ Кози-Грэбит 686		
		18	718		Ростуш Л Терны П Колешня Л	Сетунь о.		О. "В" -Нида 732-660		
11	Цвермигальские красноцветы 650± 65	19	782	Мартоноша	Платово 830-720 Троица П Покров Л Зорька П	Петропавловка	Красниково ТХ	Подлясский 767	Вестерхофен ТХ	
		20	793		Ветлян Л				О. "А" - Хельм	
12		21	858		Карай-Дубина		Акулово ТХ? ↑		Варденбург ТХ	
Гюнц II к. 800± 112		22-24	871	Приазов=Чумбур 923± 106; 850± 100		Ликова о. ↑? Васильевка о.		Дорст-Унструт-Нарев о.		
13	Натанебские красноцветы	25	950	Широкино Маргаритовка Кицканы 1100-970	В.Широкино	Острогожский ТХ п-зона Харамильо		Бавел	Леердем ТХ	
		26-30			Похолодание в Харамильо				Линге КХ	
14		31	1060		Н.Широкино				Бавел s.s.	
Гюнц I -Танаис		32-36		Порт Катон КХ Ильичевск Л: 1300				Менап о.		

вюрма» и основано модное современное «*поветрие*» – привязка днепровского-дренте-«рисского» оледенения к ИКС 6. Действительно, если мезинский термохрон соответствует, как считает А.А.Величко и др. (2004), **только** микулинской почве (ИКС 5е), то и подстилающую его днепровскую морену логично считать «московской» (ИКС 6). Такова же, очевидно, логика и в отношении эема и ипсвича (Turner, 1998). Этой эмоционально-силовой привязке противоречат доказательства трехчленности карангата и эема-ипсвича (Боуен, 1981, Kukla, 1977г., др.) и TL возраст самой мезинской почвы, датируемый TL от 107 до 167 т.л. (Шелкопляс и др., 1988), и, кстати, бореальной трансгрессии севера Евразии. Еще в восьмидесятых годах проф. Потратц определил автору этих строк возраст раковин *Cyprina islandica* из пупковских слоев бореальной трансгрессии с Енисея в 164-233 т.л. (Зубаков, 1972г., 1986). А недавно на юге Норвегии к первой эемской-фьесангерской трангрессии (ИКС 5е) добавилась и вторая – *гроделандская* (ИКС 7), датированная аминокислотным методом в 200 т.л. (Sejrup et al. 1999). Эти датировки идентичны J/U возрасту раннего ипсвича-илфорда в 174 т.л.(Боуен, 1981. с. 186).

Сейчас реабилитируется и одинцовское межледниковье. И.В.Фурсикова и др. (1992) приводят для озерных межледниковых «акуловских» отложений в скважине Окатово (это в 8 км от Одинцово), лежащих под московской мореной, с TL 144-154 т.л., TL датировку одинцовской почвы, по В.К.Власову и О.К.Куликову, 227±57 т.л. Таков же возраст межледниковых слоев у д. Липна – 196±50 т.л. Данные о наличии в ИКС 7 межледниковых условий появляются сейчас и в Европе. Так в маарном озере близ Рима под эемским термомером с возрастом 110-95 т.л. палинологи Д.Магри и М.Фоллиери описали двухфазное межледниковье Рома. Возраст слоев Рома I оценен в 220-208 т.л., а Рома II в 195-187 т.л. (Kukla, Went, 1992, p.23-36).

Но самым скандальным образом меняется сейчас привязка к шкале ИКС днепровской морены. В главном стратотипе ледниковой зоны России – Чекалине – еще классиками четвертичной геологии была описана морена, всегда и всеми сопоставляемая с главной заальской – «рисской» Европы. На рис. 10 показаны TL даты днепровской морены в Чекалине, бесспорно свидетельствующие о принадлежности ее к ИКС 8. Из описаний главного специалиста по моренам Н.Г.Судаковой (Геохронология… 1974) известно, что до Чекалина московский ледник **не** доходил и московское оледенение представлено в Чекалине перигляциальными слоями, TL 186±21 т.л., подстилаемыми межледниковыми одинцовскими (=акуловскими), TL 227-215 т.л., включающими почву ПП3, TL 235±25 т.л. (Геохронология… 1974) Эти выводы Н.Г.Судакова повторяет и позже (Антонов и др. 1995), см. рис.11.

Очень важен разрез скважины на оз. Неро (рис.10), где московская морена с соответствующими ИКС 6 TL-датировками (195-127 т.л.), залегает на днепровской (TL 284-256 т.л.). Все эти данные «омоложателями» главной морены страны обходятся молчанием, т.е. просто игнорируются. В этом и проявляется синдром «эмоциально-силовой привязки» к шкале ИКС. А между тем, немецкие стратиграфы по-прежнему придерживаются мнения о принадлежности морены дренте к ИКС 8 (Das Quartär…, 1995, ss 60, 80, 129).

Любопытно, как некоторые исследователи «подстраиваются» под модное на сегодня поветрие омоложения днепровской морены. Так Н.С.Болиховская, составившая лучшую пыльцевую диаграмму по Чекалинскому разрезу (1974г.), теперь с ИКС 8 коррелирует короткое, не более 6 т.л., *жиздринское* похолодание, а к ИКС 7 столь же короткий *черепетьевский* межстадиал – ПП5 на рис.10, TL 318±33 т.л. Однако столь малые осцилляции, длительностью в несколько тысяч лет, никак не могут заменить собой ИКС 8 и ИКС 7, длительностью в 120 т.л. На кривой Бассино и др. (1994) похолодание жиздра **по-видимому** соответствует пику 8.6, 295 т.л., а межстадиал черепетье – пику 8.5, 287 т.л.

Временной интервал табл.2 от лихвинского межледниковья до акуловского занял, по-моему, в последних работах ведущих исследователей – С.М..Шика (2004) с коллективом и Ю.И.Иосифовой с коллективом (см. «Палинологические и климатостратиграфические реконструкции», 2005) – свое истинное, относительно шкалы ИКС, место. Что же касается недавно открытых ликовского оледенения (по Шику, 2004, синхронного покровскому похолоданию, ИКС 19в), и васильевского (неогенового, по В.Н.Осколкову, см. «Стратиграфия фанерозоя…», 1992, с.152), то, по-моему, первое соответствует внутрисицилийской-внутричаудинской регрессии, т.е. ИКС 22-24 (как и его аналоги – наревское и авдотьинское оледенения). Второе же скорее всего отвечает нижнегорянскому СКТ 8 (1.6 м.л.н.) или претегеленскому СКТ 14(2.45 м.л.н.)

Два слова о 400 тысячелетнем цикле, с которым связана эволюция фауны млекопитающих (Зубаков 1986, 1992, 1993 и др.). Он отмечен (табл.2) вымиранием тираспольской фауны на границе ИКС 12/11, таманской на границе ИКС

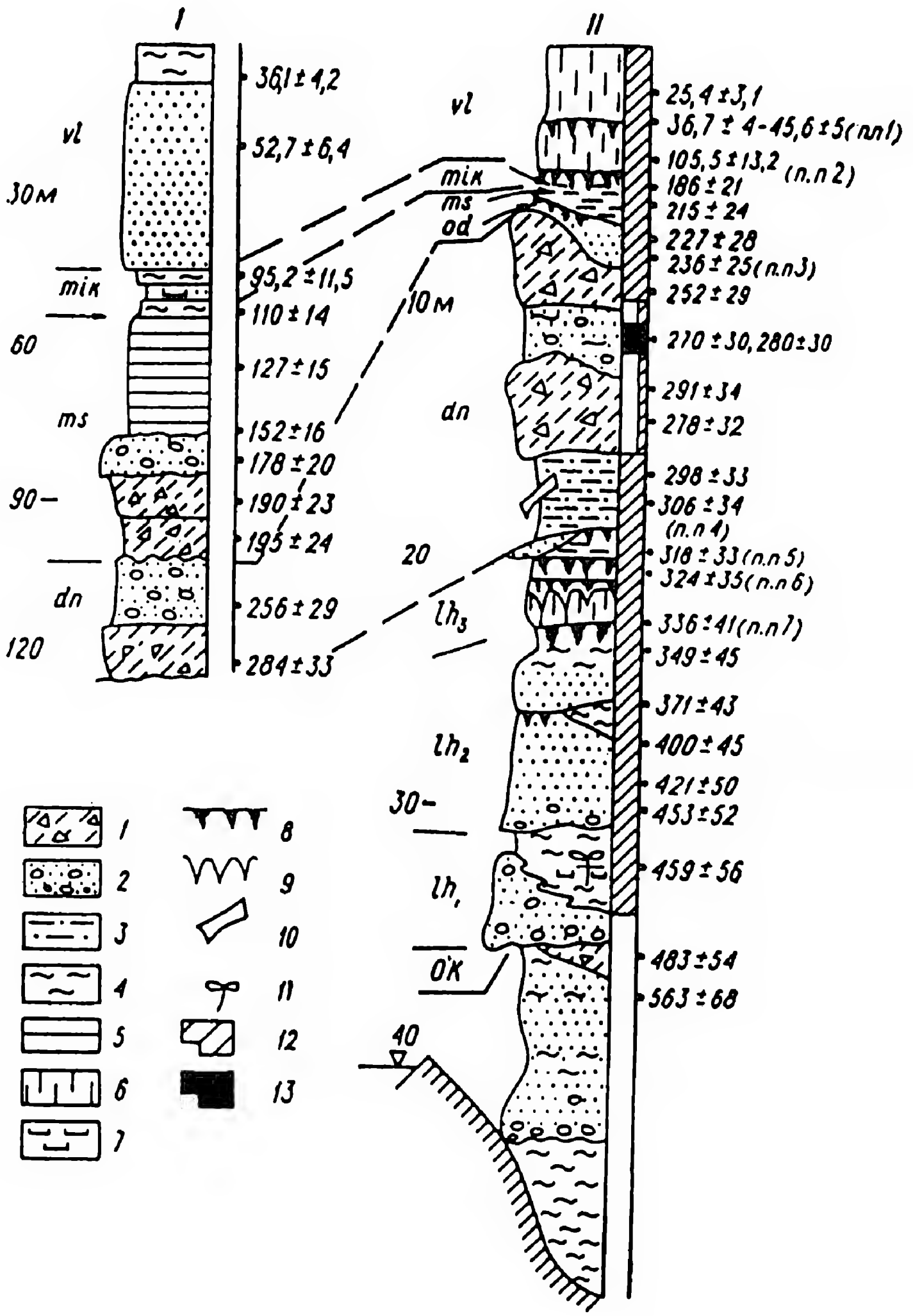


Рис. 10. Опорные разрезы плейстоценовых отложений центра Русской равнины. Термолюминесцентный возраст (тыс. лет), по В.А. Ильичеву и В.Н. Шелкоплясу. Палеомагнитная полярность пород, по В.И. Трухину (скв. 2, оз. Неро) и С.С. Фаустову (чекалинское обнажение).

1 – морена, 2 – валунно-гравийные образования, 3 – алеврит, 4 – неслоистые суглинки и глины, 5 – ленточные глины, 6 – лессовидные породы, 7 – озерный мергель, 8 – погребенные почвы (пп. 1–7), 9 – псевдоморфозы по ледяным клиньям, 10 – остатки мамонтовой и лемминговой фауны, 11 – флористические остатки времени оптимума лихвинского межледниковья, 12 – прямая намагниченность пород, 13 – то же, обратная

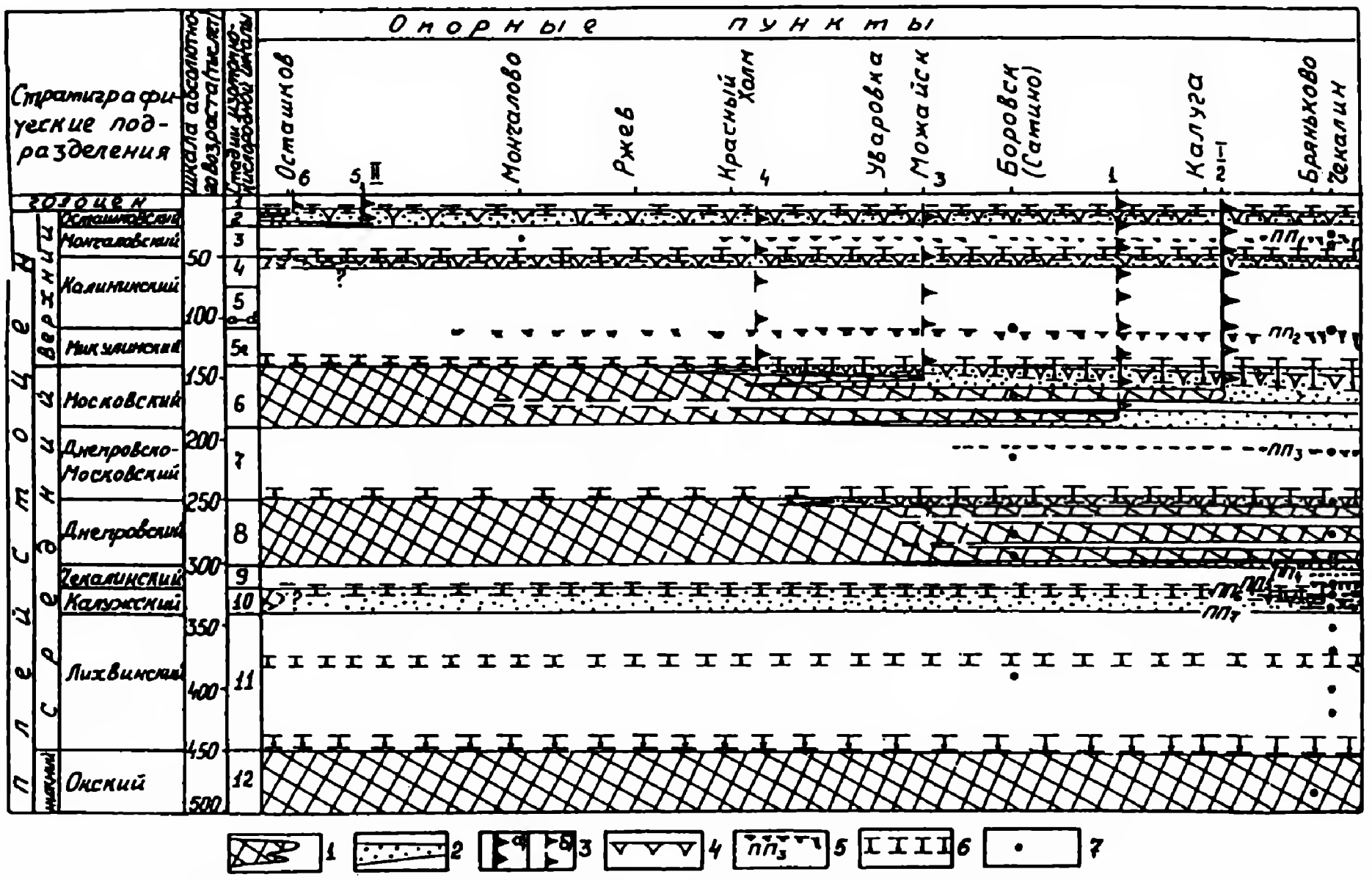


Рис. 11. Схема пространственно-временной корреляции палеогеографических событий плейстоцена по профилю Верхняя Волга – Верхняя Ока:

1 – ледниковья; 2 – перигляциалы; 3 – границы: а) оледенений (I – московского, II – осташковского); б) ледниковых стадий и фаз (1 – боровско-малоярославецкой, 2 – калужской, 3 – можайской, 4 – краснохолмской, 5 – бологовской, 6 – едровской); 4 – криогенные горизонты; 5 – горизонты погребенных почв; 6 – эпохи врезания гидросети; 7 – датировки абсолютного возраста (РТЛ, ^{14}C) (Антонов, Судакова, 1995)

22/21. Эти важнейшие событийные рубежи плейстоцена всегда совпадают с самыми контрастными сменами климата на рубеже криоаридного и гумидного сезонов. Но эта отдельная тема, она будет развита в (Палинологические..., 2005).

Заключение

Вашему, читатель, вниманию представлена попытка **решения ключевой задачи** климатостратиграфии – прямой стратиграфической увязке глубоководных климатем с наземными. Насколько она удалась – судить Вам.

Хочу здесь обратить Ваше внимание на очень важный **методологический** аспект задачи – эмпирическую оценку **степени истинности TL датировок**. Их «вес» в приведенных осредненных оценках возраста отложений и событий по регионам составляет около 90%. Конечно, физические основы всех пяти TL методик еще *слабо разработаны*, в этом спору нет, и потому степень их точности (±25%) низка. Это общепризнанный факт. Но, читатель, давайте смотреть на практику датирования реально. Оно остро **необходимо**, но пока только TL методика обеспечивает наши потребности. Сравним полученные TL датировки с самыми точными на сегодня астрохронометрическими расчетами по орбитальной теории климата. В табл. 1 приведены рассчитанные оценки возраста *рубежей* ИКС, по Бассино и др. (1994), а в табл. 2 – возраст инсоляционных *пиков* ледниковий и межледниковий.

Мой вывод: возрастные оценки, получаемые двумя **принципиально различными** методами – астро и TL – **достаточно сходны**. Возьмем, для примера, самые экзотические, и казалось тогда, более 30 лет назад, весьма условные TL датировки приазовского лесса по методике В.Н.Шелкопляса (особо критикуемой): 923±116 т.л. и 850±112. И сравним их с современными астрорасчетами верхнего рубежа ИКС 25 – 944.0 т.л. и рубежа ИКС 22/21 – 865 т.л. и с инсоляционным пессимумом ИКС 22 – 871 т.л. (Gibbard et.al.2004 Суди, читатель, сам – насколько рационально использовать TL датирование в климатостратиграфических исследованиях. По-моему – *безуслов-*

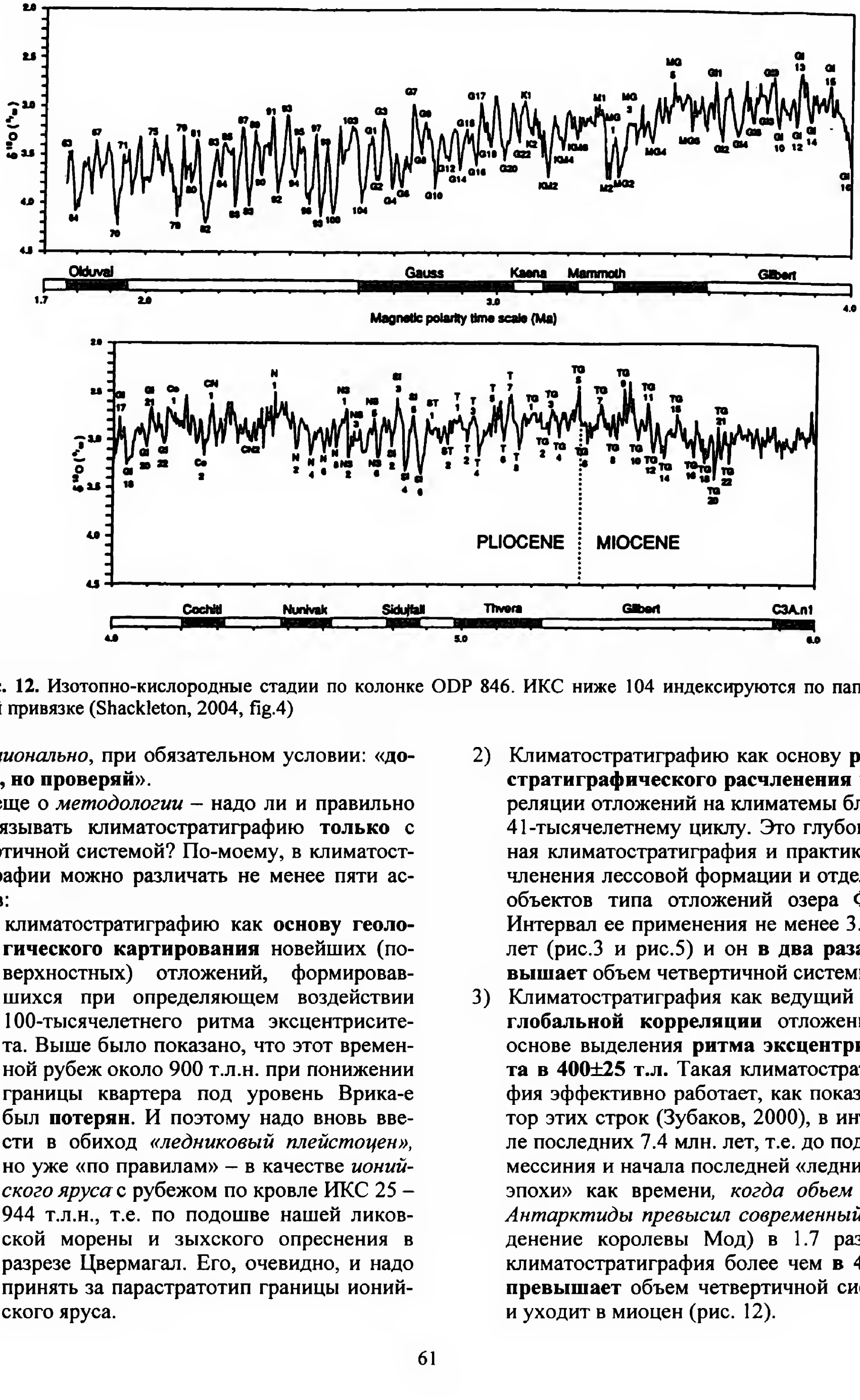


Рис. 12. Изотопно-кислородные стадии по колонке ODP 846. ИКС ниже 104 индексируются по палеомагнитной привязке (Shackleton, 2004, fig.4)

но рационально, при обязательном условии: «**доверяй, но проверяй**».

И еще о *методологии* – надо ли и правильно ли связывать климатостратиграфию **только** с четвертичной системой? По-моему, в климатостратиграфии можно различать не менее пяти аспектов:

1) климатостратиграфию как **основу геологического картирования** новейших (поверхностных) отложений, формировавшихся при определяющем воздействии 100-тысячелетнего ритма эксцентриситета. Выше было показано, что этот временной рубеж около 900 т.л.н. при понижении границы квартера под уровень Врика-е был **потерян**. И поэтому надо вновь ввести в обиход *«ледниковый плейстоцен»*, но уже «по правилам» – в качестве *ионийского яруса* с рубежом по кровле ИКС 25 – 944 т.л.н., т.е. по подошве нашей ликовской морены и зыхского опреснения в разрезе Цвермагал. Его, очевидно, и надо принять за парастратотип границы ионийского яруса.
2) Климатостратиграфию как основу **ритмостратиграфического расчленения** и корреляции отложений на климатемы близкие 41-тысячелетнему циклу. Это глубоководная климатостратиграфия и практика расчленения лессовой формации и отдельных объектов типа отложений озера Фунза. Интервал ее применения не менее 3.5 млн лет (рис.3 и рис.5) и он **в два раза превышает** объем четвертичной системы!
3) Климатостратиграфия как ведущий метод **глобальной корреляции** отложений на основе выделения **ритма эксцентриситета в 400±25 т.л.** Такая климатостратиграфия эффективно работает, как показал автор этих строк (Зубаков, 2000), в интервале последних 7.4 млн. лет, т.е. до подошвы мессиния и начала последней «ледниковой эпохи» как времени, *когда обьем льдов Антарктиды превысил современный* (оледенение королевы Мод) в 1.7 раз. Эта климатостратиграфия более чем **в 4 раза превышает** объем четвертичной системы и уходит в миоцен (рис. 12).

4) Климатостратиграфия как **вспомогательная** методика при выделении биозон, всегда имеющих, по В.А.Красилову, «климатическую подоплеку» – и соответствующих, по-моему, циклам эксцентриситета, длительностью в 400 и 1200 тыс.л. Она применима **без** исключения **ко всем** системам фанерозоя. Но особенно зарекомендовала себя в палеогене, мелу, юре и пермо-карбоне (В.А.Красилов и др., 1985, Дж.Виверс, С.Пицел и др.)
5) Климатостратиграфия криптозоя, где она **выходит за пределы** биостратиграфии и служит **основой** для выделения и корреляции крупнейших этапов докембрия (работы Л.И.Салопа, Н.М.Чумакова и др.)

Мой вывод: климатостратиграфия и биостратиграфия – это две ДОПОЛНЯЮЩИЕ друг друга стратиграфические **методологии, действующие на** ВСЕМ **интервале геологической истории!** И ограничивать применение климатостратиграфии неким интервалом, представляющим, **якобы**, «НАЧАЛО» четвертичной системы, неверно и вредно – это, как писал В.В.Меннер, *стратиграфический нонсенс* (см. выше).

Другое дело, что исторической геологии и стратиграфии НУЖНО подразделение МСШ, в рамках которого оценивались бы результаты геологических процессов, вызываемых РАЗУМНОЙ (и в особенности **неразумной**) деятельностью человечества. Это геологи понимали **всегда**, вспомним «Age of Man» Ч.Ляйеля, Психозой Ле-Конта, Антропоген И.Павлова и В.И.Громова, Ноосферу В.И.Вернадского. Сейчас, в условиях глобального экологического кризиса (ГЭК), когда воздействие человечества на природу возросло во сто, если не в тысячу, крат и актуальнейшей задачей человечества стал **поиск выхода из ГЭК**, стратиграфы должны дать научно аргументированное обоснование для выделения такого стратона. И теперь, после введения в Стратиграфические Кодексы всех стран понятия о **событийной стратиграфии** (см. статьи О.Г.Валлизера, Д.Эгера, Б.С.Соколова, Т.Н.Корень и др.), стало ясно, что именно событийная стратиграфия должна стать базой такой аргументации. По сути на заре геологии новейшие отложения и были выделены по событийному принципу, но до недавних пор мы **не** понимали этого. Главным объектом событийной стратиграфии являются («Дополнения к Стратиграфическому Кодексу, 2000г.», с.69) **массовые вымирания** биоты. Начало цивилизации (см. рис.13), как раз и было связано, по В.Н. Верещагину, с массовым вымиранием мамонтовой фауны в результате хищнических методов охоты на нее. А сейчас цивилизация вплотную подошла к реальности вымирания самого человечества или части его в результате нарушения им всех законов экологии (Зубаков, 2002 г.). Далее развивать здесь эту тему нет возможности. Скажу, что я представил в 2003 г. соответствующую статью в журнал «Стратиграфия», но получил отказ в публикации с мотивацией: «Философия».

Исследование поддержано грантом РФФИ № 04-05-65140.

Литература

Антонов С.И., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г. Пространственно-временные события плейстоцена в ледниковых зонах. В кн: «Корреляция палеогеографических событий: материк-шельф-океан» М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 151–157

Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. МГУ, М. 2003, 256 с.

Боуен Д. Четвертичная геология, М.: Мир, 1981. 272 с.

Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К. и др. Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тысяч лет// Изв. РАН, геогр., 2004, №1, с.7–25

Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. Наука. М. 1980. 291с.

Геохронология СССР. Т. 3 – Новейший этап (под ред. В.А.Зубакова). Недра. Л. 1974. 358с.

Гришанов А.И., Еремин Е.Н., Имнадзе З.А., Китовани Т.Г. и др. Стратиграфия верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений Гурии по палеонтологическим и палеомагнитным данным // Бюлл. КЧ, №52, 1983. с.18–28

Дополнения к Стратиграфическому Кодексу России. МСК. ВСЕГЕИ, СПб 2000, 103 с.

Зубаков В.А. Проблемы геологической синхронизации в климатостратиграфии //Сов. геология, 1963, №8.

Зубаков В.А. Планетарная последовательность климатических событий и геохронологическая шкала плейстоцена // Чтение памяти Л.С.Берга, 1960–1966 гг. Л.: Наука, 1968, с.17–64.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 288с.

Зубаков В.А. Ледниково-межледниковые циклы плейстоцена Русской и Сибирской равнин в спорово-пыльцевых диаграммах. ГГИ, СПб. 1992, 122 с.

Зубаков В.А. Климатостратиграфическая корреляция и общая шкала Европейского плейстоцена. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. №3, с.109–112

Зубаков В.А. Плиоцен Понто-Каспия и его корреляция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000, №1, с.66–82

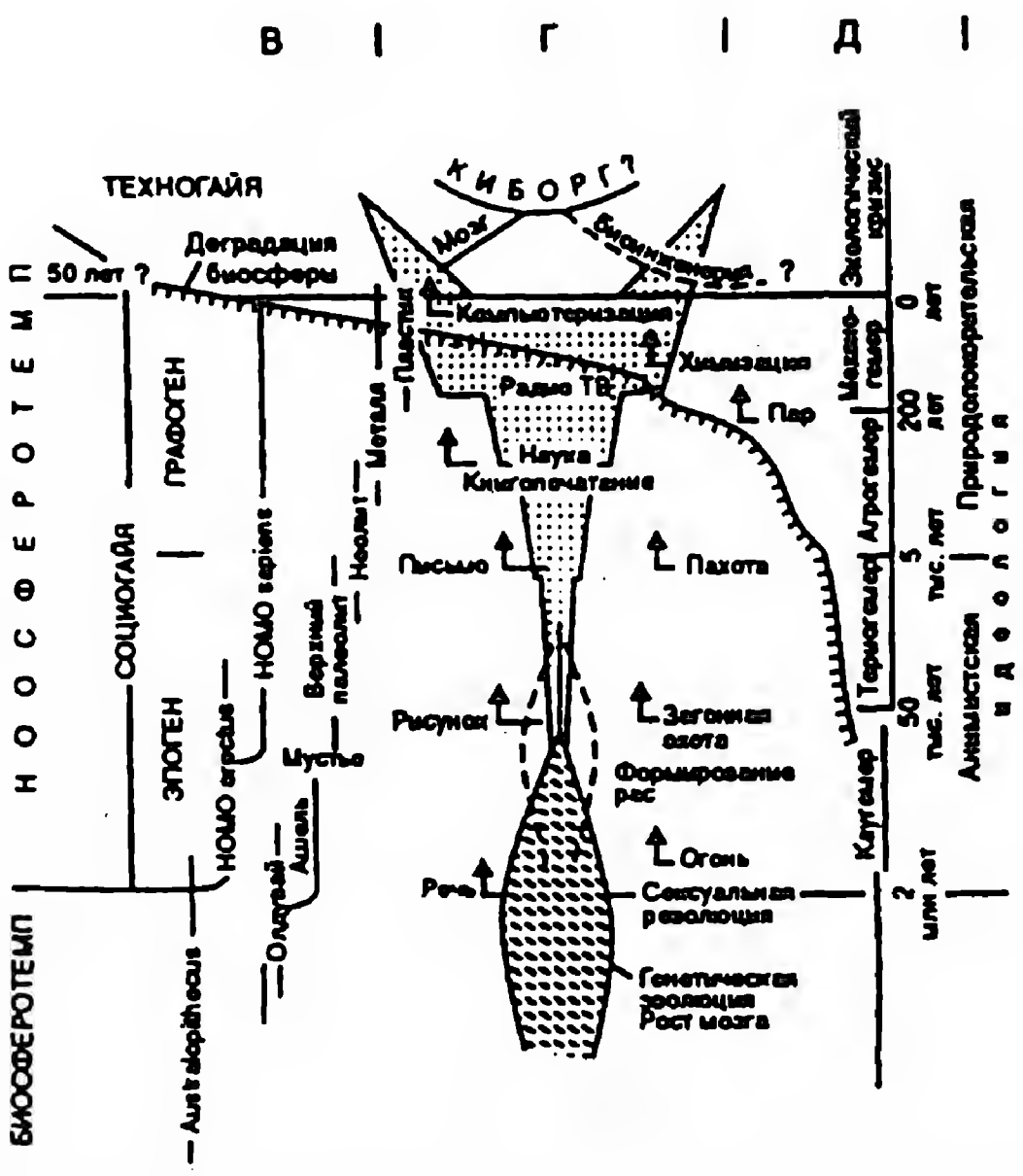


Рис 13. Темпоральная периодизация истории Общества

В – этапы гомеостазисной организованности и ряды антропологической и археологической периодизации, Г – переход от генетической информации у предков человека (штриховка) к культурной у человека (заточковано); Д – гемеротемпы в истории общества Анимистское мировоззрение поддерживало его в условиях гомеостазиса с биосферой. Переход общества к природопокорительской стратегии в результате неолитической революции привел биосферу к деградации. Показано, что появление кибернетического ствола жизни в ходе биоинженерного симбиоза явилось бы синергетической аналогией эндосимбиозу эукариот (Зубаков, 2002, рис.3).

Зубаков В.А., Краснов И.И. Принципы стратиграфического расчленения четвертичной системы. // Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., четв. геол., в.2, 1959.

Китовани Т.Г., Китовани Ш.К., Имнадзе З.А., Торозов Р.И. Новые данные по стратиграфии чаудинских и более молодых отложений Гурии. В кн: «Четвертичная система Грузии». Мецниереба. Тбилиси. 1982, с.25–39

Котляков В.М., Лориус К. Четыре климатических цикла по данным ледяного керна на скважине Восток в Антарктиде. // Изв. РАН, геогр., 2000, №1, с.7–19

Красилов В.А., Зубаков В.А., Шульдинер В.И., Ремизовский В.И. Экостратиграфия. Теория и методы. Д. центр АН. Владивосток. 1985, 147 с.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Семенов В.В. Бассейн верхнего Дона – важнейший страторегион для климатостратиграфии нижней части плейстоцена России. В кн.: В.Н. Алексеев (ред.) Четвертичная геология и палеогеография России. ГЕОС. М. 1977, с. 82–96.

Люттиг Г.В., Папе Р.Г. и др. Ключ к интерпретации и номенклатуре... // Периодизация и геохронология плейстоцена. Географическое общество СССР. (Ред. В.А. Зубаков). Л. 1970, 135 с.

Меннер В.В. Доклад на XXIII сессии МГК // Сборник докладов сов. геологов XXIII сессии МГК, пробл. 10, 1968, с.7)

Николаев С.Д., Блюм Н.С., Николаев В.И. Палеогеография океанов и морей в кайнозое. «Палеогеография». ВИНИТИ. Итоги науки и техники. М. 1989, 196 с.

Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. Сборник памяти Е.Н.Ананової (под ред. В.А.Зубакова). СПб 2005. В печати.

Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе. (Ред. И.И.Краснов) МСК. Л. 1986. 156с.

Ритмостратиграфические подразделения. Ред. А.И. Жамойда. МСК. ВСЕГЕИ 1978, 72 с.

Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья. МГУ. М. – 1998. 292 с.

Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. Шик С.В. (Ред.) МСК. М. 1992, 166 с.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. Наука. М. 1978. 165 с.

Фурсикова И.В., Писарева В.В., Якубовская Т.В., Власов В.К., Куликов О.А., Семененко Л.Т. Опорный разрез плейстоцена у д. Окатово. В кн.: Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. МСК. М. 1992. с.59 – 71

Шанцер Е.В. Стратиграфические подразделения. «Стратиграфия и палеонтология» (Итоги науки и техники). ВИНИТИ. М. 1977. с.79–94

Шанцер Е.В,, Краснов И.И., Никифорова К.В. Стратиграфическая классификация, терминология. и принципы *построения общей шкалы применительно к четвертичной системе. М. 1973. 36 с.*

Шелкопляс В.Н., Гожик П.Ф., Христофорова Т.Ф. и др. Антропогеновые отложения Украины. Наукова думка. Киев 1988, 152 с.

Шик С.В. Палеогеографические события плейстоцена в Европе и проблемы их корреляции с событиями в Черноморском бассейне и в океане. В кн.: «Корреляция палеогеографических событий». МГУ. М. 1995, с.33–38

Шик С.М. Современные представления о стратиграфии четвертичных отложений центра Восточно-европейской платформы // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Геол. 2004, т.79, в.5, с.82–92

Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое. Сибирское Отд. РАН, Новосибирск, 1991, 89 с.

Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunches-Matuyama magnetic reversal // Earth a. Planetary Sci. Letters, 120 (1994, 91–108)

Cita M.B., Castradori D. Rapporto sul workshop "Marine sections from the Gulf of Taranto usable as potential stratotypes for the GSSP of the Lower, Middle and Upper Pleistocene" // Boll. Soc. Geol. Ital., 114 (1995), 319–336

Gillard R.L., Boreham K.M. et al. Global chronostratigratigraphical correlation table for Last 2.7 million years. V. 2004. Univ. of Cambridge. 2004.

Ding Zhongli. Pedostratigraphy of Chineese Loess and Quaternary climatic fluctuations. In: Liu-Tungsheng (Ed). Quaternary Geology and Environment in China. Science Press. Beijng. 1991, p.168–172

Das Quartär Deutschlands. (Ed. L. Benda) Berlin: Borntraeger. 1995, 408 ss.

Dupont L.M. Marine palynonology of Interglacial and glacial transitions. In: G.Kukla, E. Went (Eds): Start of a Glacial. NATO ASI Ser., Springer Verlag. N.Y. 1992. p.137–156

Hooghiemstra H. Quaternary and Upper-Pliocene glaciations and forest development in the tropical Andes // Palaeogeog. Palaeoclim., Palaeoecol., 72 (1989): p.11–26

Kukla G., Went E. (Eds). Start of Glacial. Springer-Verlag. Berlin et al., 1992, 363 pp.

Sejrup H.P., Iversen M., Larsen E. et al. A stage 7 marine interglacial record (the Grodeland Interglacial) on Jaeren, Norway // Boreas, v.28, 1999, p. 326–346

Shackleton N. Pliocene Stable Isotope Stratigraphy. Cambridge 2004, 349 p.p.

Shackleton N., Crowhurst S. A sediment fluxes based on orbitally tuned time scale 5 Ma to 14 Ma, site 926. In: Shackleton N.J. et al. (Eds), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Sci. Results, v. 154, 1997, p.69–82

Turner C. Volcanic maars, long Quaternary sequences and the work of the INQUA Subcomission on European Quaternary Stratigraphy // Quat. Internat., v. 47/48, 1998, p.41–49

Zubakov V.A., Borzenkova I.I. Global Palaeoclimate of the Late Cenozoic. Elsevier. Amsterdam et.al., 1990, 476 pp.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 66, 2005 г.

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕХНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОЛОШЛАКООТВАЛОВ

Е.Н. Огородникова, С.К. Николаева

В своем фундаментальном труде "Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований", вышедшем около 40 лет назад, Е.В. Шанцер обосновал очень важный тезис о том, что "общая картина континентального литогенеза успешнее всего может быть выяснена, если в основу положить изучение наиболее молодых, а потому лучше и полнее сохранившихся отложений, формирующихся в наиболее типичной для суши обстановке господства выветривания и денудации" [Шанцер, 1966, с. 10]. Эта картина не может быть полной без исследования процессов литогенеза современных техногенных образований различных генетических типов.

По Е.В. Шанцеру генетический тип является категорией, объединяющей комплексы осадков и осадочных образований, родственные друг другу по общим законам строения и истории формирования, и вещественным выражением одной из качественно своеобразных динамических форм осадочной аккумуляции. Изучение геологически наиболее молодых образований ценно тем, что можно непосредственно наблюдать весь ход процесса аккумуляции. Это важно для понимания самих генетических типов и служит средством достижения конечной цели – выяснения закономерностей изменения условий осадконакопления, состава и строения пород в пространстве и во времени [Шанцер, 1966].

Изучение этих закономерностей очень важно при инженерно-геологической и эколого-геологической оценке техногенных континентальных образований. В предлагаемой статье рассматриваются литогенетические особенности техногенных отложений золошлакоотвалов, формирующихся повсеместно на территории страны, на многочисленных теплоэлектростациях, где сжигается твердое топливо.

Развитие теплоэнергетики, основанное на использовании твердого топлива, предопределяет накопление техногенных грунтов, к которым относятся золы и шлаки теплоэлектростанций. Золы и шлаки – продукты сжигания каменного и бурого углей, горючих сланцев или торфа - накапливаются в специальных шлакосборниках, размельчаются и удаляются гидротранспортом по пульпопроводам на золошлакоотвал. Золошлакоотвал включает территорию, огороженную дамбами обвалования, на которой производится намыв материала. В зависимости от рельефа местности и гидрографических условий выделяются равнинные или балочные типы золошлакоотвалов. Для образования первичной дамбы используются слабопроницаемые супеси и суглинки, при наращивании дамб применяются золы и шлаки, складированные в процессе эксплуатации теплоэлектростанции, что определяет необходимость их инженерно-геологической оценки. Решение экологических вопросов, связанных с накоплением техногенных грунтов этого типа – техногенно образованных разностей – связано с пылимостью и возможностью загрязнения грунтовых вод. Последние обстоятельства определяют необходимость удаления золошлакоприемников на расстояние 1,5–2,0 км от охранной зоны источников водоснабжения, расположения с подветренной стороны к преобладающему направлению ветра от населенных пунктов и охранной зоны источников водоснабжения во избежание последствий пыления [Мелентьев и др., 1973]. Принципиальная схема организации золошлакоотвала представлена на рис. 1. В процессе надводного намыва в пределах пульпоприемника формируются русловые и пойменные фации, приуроченные к временным водотокам, конусы выноса, на которых материал суспензии оплывает по пологому склону аккумуляции под водой к центру пульпохранилища, где оседают самые тонкие фракции.

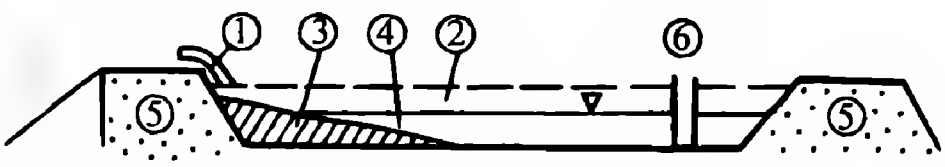


Рис. 1. Схема седиментации золошлаков при гидроудалении на золотвале

1 – намыв материала; 2 – изменяющийся уровень воды в пульпохранилище; 3-зона намыва-надводный или временно затопленный конус; 4 – дельтовая зона; 5 – дамба обвалования; 6 – осушительные колодцы

Химический состав золошлаков

Химический состав зол и золошлаков от сжигания наиболее распространенных энергетических топлив определяется химическим и минеральным составом сжигаемых пород и технологией сжигания (табл. 1). Так, например, в золах и шлаках донецких углей преобладают оксиды кремния и алюминия, содержание которых может соответственно находится в пределах 35–65% и 12–30%. Зола этих углей содержит значительное количество несгоревшего топлива. Для золошлаков от сжигания каменных углей Кузнецкого бассейна характерно высокое содержание кремнезема (до 60%) и низкое содержание оксидов железа (менее 10%). Эти золошлаки имеют повышенную тугоплавкость. Один из крупнейших буроугольных бассейнов – Канско-Ачинский, является источником получения золошлаков, характеризующихся специфическими свойствами, характерными для карбонатосодержащих пород: высоким значениями в валовом составе оксида кальция и в связи с этим низкой температурой плавления. Сопоставление химических составов зол и золошлаков показывает их незначительное различие. В зависимости от вида сжигаемого топлива золошлаки подразделяются на кислые с содержанием оксида кальция менее 10% (образуются от сжигания каменного и бурого угля, антрацита и торфа) и основные с содержанием оксида кальция более 10% (образуются от сжигания сланцев и молодых углей). Результаты валового химического анализа позволяют разделить золы и шлаки на активные, скрытоактивные и инертные разности.

Активность зол и шлаков характеризуется модулем основности Мо, отвечающем отношению суммы оксидов кальция и магния к сумме оксидов кремния и алюминия (активные – Мо 0,5–2,8; скрытоактивные – Мо 0,1–0,5; инертные – Мо < 0,1); силикатным модулем Мс – отношением оксида кремния к оксиду алюминия (активные – Мс 1,5–7,8; скрытоактивные – Мс 1,4–4,4; инертные – Мс 1,3–6,8); и коэффициентом качества К, выражающим отношение содержания оксидов кальция, магния и алюминия к сумме оксидов кремния и марганца (активные —К 1,0–3,6; скрытоактивные – К 0,4–1,9; инертные – К 0,2–0,9). Оценка золошлакового материала по предложенным показателям позволяет косвенно судить о минеральном составе и дать предварительную оценку возможности их утилизации, так как активные или скрытоактивные золошлаки могут использоваться в индустрии строительных материалов для приготовления низкомарочных цементов и цементных растворов, обустройстве полотна дорожной одежды и т. д.

Анализ химического состава зол и шлаков по вышеприведенным коэффициентам показал, что пробы золошлакового материала одного золоотвала характеризуются разной активностью. Золошлаковый материал русловых потоков активнее, чем в пойменной фации. При надводном намыве золошлаки активнее, чем в прудковой зоне под водой. Активность намытого материала изменяется на разном расстоянии от выпуска пульпы. Эти явления объясняются фракционированием материала на золоотвале, а так как «активные» компоненты приурочены к определенным фракциям, то и активность материала на разных участках отличается. Более активный материал сосредоточен в крупных фракциях шлака, который оседает в зоне сброса пульпы. Зольная составляющая, характерная для зоны пруда-отстойника, включает менее активные компоненты. Расчет показателей Мо, Мс и К для золошлаков различных станций позволил составить классификацию их активности (табл. 2).

Минеральный состав золошлаков

Минеральный (фазовый) состав зол и золошлаков разнообразен и отличен от природных образований. В золошлаках обнаружены мета- и ортосиликаты кальция, алюминаты, ферриты, алюмоферриты, частично или полностью дегидратированные формы глинистых минералов, обычно представленные муллитом. В значительных количествах содержатся оксиды кремния, гидрооксиды кальция (портландит), магния. В состав золошлаков в небольших количествах входят сульфаты и хлориды. Обязательной составляющей зол и золошлаков является несгоревший уголь (недожог), содержание которого косвенно фиксируется величиной потери при прокаливании в результатах валового химического состава. Основной особенностью золошлаков и зол является присутствие в их составе рентгеноаморфной стекловидной фазы. Образование стекла связано с высокой температурой сжигания твердого топлива, в результате которой природный кварц, входящий в состав топлива, может плавиться, и последующим быстрым охлаждением. Стекловидная фаза может быть подразделена на четыре вида на основании цвета стекол и величины светопреломления: бесцветные частицы шарообразной, реже остроугольной формы с показателем светопреломления 1,525–1,635, количество такого стекла в золах составляет 3–50%; стекло желтоватого цвета, показатель

Таблица 1. Химический состав золы уноса от сжигания твердого органического топлива на ТЭС России

Химический состав	Содержание оксидов (%)				
	угольные золы из:			сланцевые золы	торфяные золы
	антрацита	каменного угля	бурого угля		
SiO_2	35–58	50–65	21–55	19,0–34	10–40
Al_2O_3	12–32	18–30	4–11	3,0–9,3	10–16
Fe_2O_3	7–18	2–15	6–16	3,5–5,3	15–17
CaO	1–6	0,3–10	20–46	32–59	15–40
MgO	0,2–3,0	0,1–2,5	3–6	2–6,4	4–8
K_2O	1,5–5,0	0,3–2,4	0,2–1,5	1–6	0,5–1,0
Na_2O	0,6–2,0	0,1–1,3	0,2–0,6	0,3–4,0	0,5–1,0
SO_3	0,2–2,0	0,1–2,2	0,9–9,0	более 10	1–8
Органика ("недожог")	8–22	3–22	2–3	менее 3	3–10

Таблица 2. Классификация золошлаков гидроудаления по активности

Золошлаковый материал	Станция, вид сжигаемого топлива	Расстояние от выпуска пульпы, м	Место отбора проб
Активные	Смолевическая ГРЭС, торф	200, 250	Золоотвал
Скрытоактивные	Интинская ТЭЦ, интинский уголь	35	Русло
	Сахалинская ГРЭС, лермонтовский уголь	5	Русло
	Назаровская ГРЭС, назаровский уголь	В пределах всего золоотвала	
	Интинская ТЭЦ, печорский уголь	В пределах всего золоотвала	
	Читинская ГРЭС, харанорский уголь	15, 230	Русло
	Южно-Уральская ГРЭС, челябинский уголь	20, 150, 300, 450	Пойма
	Иркутская ТЭЦ-10, черемховский уголь	В пределах надводного намыва	
Инертные	Интинская ТЭЦ, интинский уголь	В пределах всего золоотвала	Борт потока, прудковая зона
	Новосибирская ТЭЦ-3, кузнецкий уголь	В пределах всего золоотвала	
	Сахалинская ГРЭС, лермонтовский уголь	185	Пойма, прудковая зона
	Чульманская ГРЭС, нерюнгринский уголь	В пределах всего золоотвала	
	Щекинская ГРЭС, подмосковный уголь	В пределах всего золоотвала	
	Южно-Уральская ГРЭС, челябинский уголь	600, 800	Прудковая зона
	Иркутская ТЭЦ-10, черемховский уголь	Прудковая зона	
	Средне-Уральская ГРЭС, экибастузский уголь	В пределах всего золоотвала	

светопреломления 1,635–1,700, содержание в золе составляет 1–30%; стекло бурое, до темно-бурого, показатель преломления 1,700–1,734, содержится в золе в незначительных количествах; стекло черного цвета с характерным металлическим блеском магнетита, характеризуется магнитными свойствами и высоким показателем светопреломления более 1,730, содержание такой формы стекла в золе составляет 0,5–8%.

Изучение химико-минерального состава золошлаков проводилось для осадков, формирующихся в отвалах Кураховской (КГРЭС) и Березовской ГРЭС (БГРЭС). На Кураховской ГРЭС сжигается донецкий уголь. В химическом составе преобладают оксиды кремния (около 50 %) и алюминия (около 20 %) при незначительном содержании соединений кальция (2–4 %). В соответствии с вышеприведенной классификацией золшлаки Кураховской ГРЭС относятся к инертным, низкокальциевым. Золы Березовской ГРЭС – продукт сжигания бурых углей Канско-Ачинского бассейна – содержат 20 % оксида

кремнезема, 6–9 % оксида алюминия, до 30 % оксида кальция. В их составе отмечены сульфаты и соединения железа. Эти золошлаки относятся к скрытоактивным, высококальциевым разностям.

Минеральный состав зол был исследован с помощью фазового рентгеноструктурного анализа. Для анализа были отобраны образцы зол гидроудаления Березовской ГРЭС из зоны сброса и зоны пруда-отстойника, образцы зол Кураховской ГРЭС гидроудаления и зола сухого удаления непосредственно из бункера золоприемника. Результаты приведены в табл. 3. Минеральный состав исследованных зол разнообразен и включает минералы, образующиеся на разных стадиях технологического процесса.

Первая группа – минералы угля – исходного топлива. К ней относятся кварц, присутствующий во всех золах, и магнетит, обнаруженный в грубодисперсной золе БГРЭС в количестве 1 %. Содержание кварца в золе донецких углей составляет 11 %, основная масса соединений кремния представлена стекловидной аморфной фазой. Зола бурых углей содержит незначительное количество кварца при высоком содержании рентгеноаморфной фазы. Последняя особенность объясняется низкими температурами плавления минеральной части угля в процессе сжигания.Вторая группа – минералы сухой золы – обладает специфическим составом, так как входящие в нее минералы формируются при высоких температурах в топочном пространстве котлоагрегатов. К этой группе относятся следующие минералы:

Муллит – $3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ – силикат алюминия, в золе Кураховской ГРЭС содержание составляет 33%, образуется при высокотемпературном обжиге силикатов, поэтому в более низкотемпературных золах Березовской ГРЭС не обнаружен.

Мелилит – $2[(Ca,Na,K)_2(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al)(Si,Al)_2O_7]$ – минерал непостоянного состава, входит в изоморфный ряд окерманит – геленит, малоустойчив, легко разрушается, в природе образуется при высоких температурах и малых давлениях в щелочных породах, богатых кальцием, обнаружен в золе зоны сброса пульпы Березовской ГРЭС. В золе пруда-отстойника мелилита практически нет, возможно потому, что в водной среде в присутствии портландита, он гидратируется с образованием гидросиликатов тоберморитового типа.

Маггемит (оксимагнетит) – Fe_2O_3 – неустойчивый конечный продукт окисления магнетита, плотность 4,88 г/см^3, легко переходящий в гематит, содержится в золах КГРЭС, распространение в пределах золоотвала приурочено в основном к зоне сброса пульпы.

Килхоанит – $Ca_3Si_2O_7$ – силикат кальция, образуется в процессе спекания соединений кальция и кремния, способен к гидратации, содержится в золе Березовской ГРЭС в количестве 1%.

Анатаз (октаэдрит) – TiO_2 – в природе встречается редко, в количестве 1% обнаружен в золе гидроудаления Кураховской ГРЭС.

Третья группа – минералы, образующиеся в процессе водной транспортировки и хранения, представлена в основном гидроокисями, образовавшимися достаточно быстро. У химически инертных зол донецких углей на этой стадии технологического цикла новообразований не обнаружено. В скрытоактивных буроугольных золах появились следующие минералы:

Портландит – $Ca(OH)_2$ – гидрооксид кальция присутствует в количестве 4-7%, содержание закономерно снижется от зоны сброса пульпы к прудковой зоне. Формирование портландита связано с гидратацией избытка извести и силикатов кальция.

Гиббсит (гидраргиллит) – $Al(OH)_3$ – в природе вторичный минерал, продукт изменения соединений глинозема, отмечен в грубодисперсной разности золы Березовских углей.

Ангидрит – $CaSO_4$ – безводный сульфат кальция, образуется в условиях перенасыщенности растворов сульфатами и кальцием, обнаружен в буроугольных золах БГРЭС.

Бассанит – $CaSO_4 \cdot H_2O$ – полуводный гипс, промежуточный продукт гидратации ангидрита, содержится в количестве менее 1% в скрытоактивной золе березовских углей.

Четвертая группа представлена минералами, образовавшимися в процессе длительного хранения непосредственно на золоотвале. Новообразования этой группы отмечены для всех исследованных образцов. Это объясняется изменением щелочности среды под действием углекислоты воздуха, гидратацией, карбонатизацией и формированием более термодинамически устойчивых соединений.

Карбонаты: кальцит $CaCO_3$, магнезит $2[(MgCO_3)]$, витерит $4[(BaCO_3)]$, анкерит $Ca(Fe^{2+},Mg)(CO_3)_2$, сидерит $Fe(CO_3)$ формируются в присутствии CO_2 воздуха при снижении pH и нейтрализации портландита. Содержание этих минералов характерно для высококальциевой золы Березовской ГРЭС.

Фосфаты: следы вивианита $2[Fe_3^{2+}(PO_4)_2 \cdot 8H_2O]$ определены в золах гидроудаления Кураховской ГРЭС.

Сульфаты: гипс $CaSO_4$, барит $4[(BaSO_4)]$, эттрингит $Ca_6Al_2(SO_4)_3(OH)_{12} \cdot 26H_2O$ содержатся только в составе зол Березовской ГРЭС, так как в

Таблица 3. Минеральный состав зол Кураховской и Березовской ГРЭС

Тип золы	Рентгеноаморфная фаза, %	Минералы угля, %	Минералы сухой золы, %	Минералы – продукты водной транспортировки, %	Минералы золоотвала, %
КГРЭС, зола гидроудаления	40	Кварц, 11	Муллит, 33 Маггемит, 11 Анатаз , 1	–	Гетит, 2 Вивианит, следы Анкерит, следы
БГРЭС, зола гидроудаления, грубодисперсная	65–68	Кварц, 2 Магнетит, 1	Мелилит, 18 Килхоанит, 1	Портландит, 7 Бассанит, <1 Гиббсит, <1	Витерит, <1 Магнезит, 1–2 Сидерит, 1
БГРЭС, зола гидроудаления, тонкодисперсная	68–70	Кварц, 5	Мелилит, <1	Портландит, 6 Ангидрит, следы Бассанит, <5	Кальцит, 9 Гипс, 2 Эттрингит, 4 Барит, <2

исходном продукте – угле присутствует сера. Минерал эттрингит формируется в пределах прудковой зоны при взаимодействии гидроалюминатов с гипсом.

Гидрооксиды: гетит FeO(OH) гидрооксиоксид железа – продукт выветривания при нормальной температуре и давлении из железосодержащих минералов (маггемита).

Полученные результаты показывают, что длительное пребывание золошлаков на золоотвале приводит к процессам минералообразования, в первую очередь карбонатов и сульфатов. Эти процессы характерны для скрытоактивных зол, содержащих в составе соединения кальция. Для инертных зол, примером которых является зола Кураховской ГРЭС, минералообразование развито слабо или просто отсутствует.

Изменение минерального состава золошлаков определяет состав вод техногенного водоносного горизонта, формирующегося в пределах золошлакотвала. На золоотвале Назаровской ГРЭС состав вод техногенного водоносного горизонта определяется как гидрокарбонатно-гидроксильно-сульфатный кальциево-магниевый. Они являются химически загрязненными, из макрокомпонентов ПДК превышают щелочность, общая жесткость, минерализация. Несмотря на очистные и дренажные сооружения, в контрольных скважинах, пробуренных в толще аллювиальных отложений и расположенных вне золошлакоотвала, наблюдается изменение химического состава, адекватное изменению режима работа станции. Анализ изменения значений pH в грунтовых водах во времени показывает чередование повышения и снижения этого показателя. Причины этого процесса объясняются уменьшением содержания портландита в золах в процессе хранения за счет прерывистого характера работы БГРЭС и, соответственно, системы гидрозолоудаления. После прекращения намыва новых порций золошлаков (работа станции на мазуте) в составе грунтовых вод наблюдается снижение значений pH при одновременном возрастании содержания сульфат-иона. С возобновлением намыва золошлаков (работа станции на угле) в грунтовых водах возрастает щелочность при снижении содержания сульфатов, что определяется уменьшением их растворимости и соответствует химико-минеральному составу.

Дисперсность золошлаков

Гранулометрический состав техногенных грунтов золоотвалов формируется еще до поступления золошлакового материала в пульпопровод, в процессе сжигания и золошлакоудаления. При гидротранспортировании измельчение частиц золошлакового материала происходит за счет высокой до 1–2 м/с скорости движения пульпы по металлическим трубам и турбулентного перемешивания. В связи с этим частицы золы и шлака подвергаются механической обработке при соприкосновении со стенкой трубы и соударений.

В зависимости от условий, при которых происходит осаждение частиц из потока пульпы, на золоотвалах различают надводный и подводный намывы. При надводном намыве формирование

Таблица 4. Гранулометрический состав зол гидроудаления при подводном и надводном намыве

Тип золы	Характер намыва	Содержание фракций, % (размер частиц, мм)				
		> 0,25	0,25–0,1	0,1–0,05	0,05–0,01	< 0,01
Торфяная	Надводный	13	25	19	40	3
	Подводный	3	5	10	68	14
Каменноугольная	Надводный	6	12	17	57	8
	Подводный	2	4	9	59	26

отложений осуществляется в результате гидродинамического воздействия потока пульпы на частицы золы, накапливающиеся на дне. При подводном намыве зольные частицы осаждаются в пруде, как в обычном отстойном бассейне с весьма малыми скоростями течения. Отложения, намытые подводным способом, отличаются большей дисперсностью (табл. 4).

Кроме того, дисперсность намывных отложений зависит от особенностей удаления золы и шлака – раздельного или совместного, способа подачи пульпы на отвал – сосредоточенного из одного выпуска, рассредоточенного из нескольких выпусков, специфики формирования отложений на надводном откосе намыва золоотвалов (русловые или пойменные отложения).

Как в любом намывном массиве, в пределах золошлакоотвала наблюдается явление фракционирования, т.е. уменьшение крупности намытого материала по мере удаления от выпуска пульпы. В пределах золошлакотвала в общем случае выделяются следующие зоны фракционирования: шлаковая – с преобладанием шлаковых фракций (> 2мм), золошлаковая – с преобладанием зольных фракций (< 2мм), зольная – в пределах которой почти отсутствуют шлаковые фракции. С учетом наличия русловых потоков золошлаковая и зольная зоны пронизаны отдельными «жилами» относительно крупных русловых отложений. Анализ гранулометрического состава материала, выполненный по данным В.Г. Пантелеева [1986], намытого на золошлакоотвалах Приморской (работает на бикинскинском угле), Воркутинской ТЭЦ-2 (воркутинский уголь), Новочеркасской (донецкий уголь) и Назаровской ГРЭС (бурые угли КАТЭК) показывает, что для каждой станции можно выделить зоны фракционирования. Реально ни на одной из станций не наблюдается четкое разделение зон, что определяется присутствием во всех зонах русловых отложений. В качестве примера на рис. 2 приведены гистограммы распределения шлаковых и зольных частиц вдоль профиля намыва от зоны сброса пульпы до прудковой зоны на золоотвале Новочеркасской ГРЭС, сжигающей донецкий уголь.

При движении пульпы по трубопроводу происходит истирание частиц и увеличение дисперсности материала (рис. 3). Процентное содержание шлаковых фракций (> 2мм) падает. Изменение количества зольных фракций (< 2мм) происходит как за счет истирания шлаковых частиц, так и за счет истирания самих зольных фракций до более мелкого размера. Среднее содержание зольных фракций возрастает по сравнению с их содержанием в шлакосборниках на ТЭС. Изменение дисперсности возможно также за счет частичного растворения или гидратации активных компонентов золы при транспортировке.

Для зол гидроудаления, отобранных на золоотвалах нескольких ГРЭС, было проведено сравнение гранулометрического и микроагрегатного составов. Анализ полученных данных показал, что для инертных зол разница между гранулометрическим и микроагрегатным составами находится в пределах точности проведения анализа. Для активных зол разница существует в пределах шлаковой фракции, что, возможно, определяется содержанием активных компонентов в ее составе.

При фракционировании материала на золошлакоотвале можно отметить взаимосвязь гранулометрического и минерального составов. В зоне сброса пульпы (шлаковой зоне) преобладают минералы тяжелых фракций, содержащие железистые разности, спекшиеся обломки кварца и угля, для зольных отложений надводного и подводного намывов характерно присутствие портладита, гидросиликатов и гидроалюминатов кальция, сульфатов, карбонатов, тонких легковесных с газовыми включениями стеклянных шариков.

Структурно-текстурные особенности золошлаков

Структурно-текстурные характеристики золошлаков определяются условиями их образования и были изучены в различных золошлакоотвалах. По характеру формы частиц можно выделить в золошлаках остроугольные обломки не-

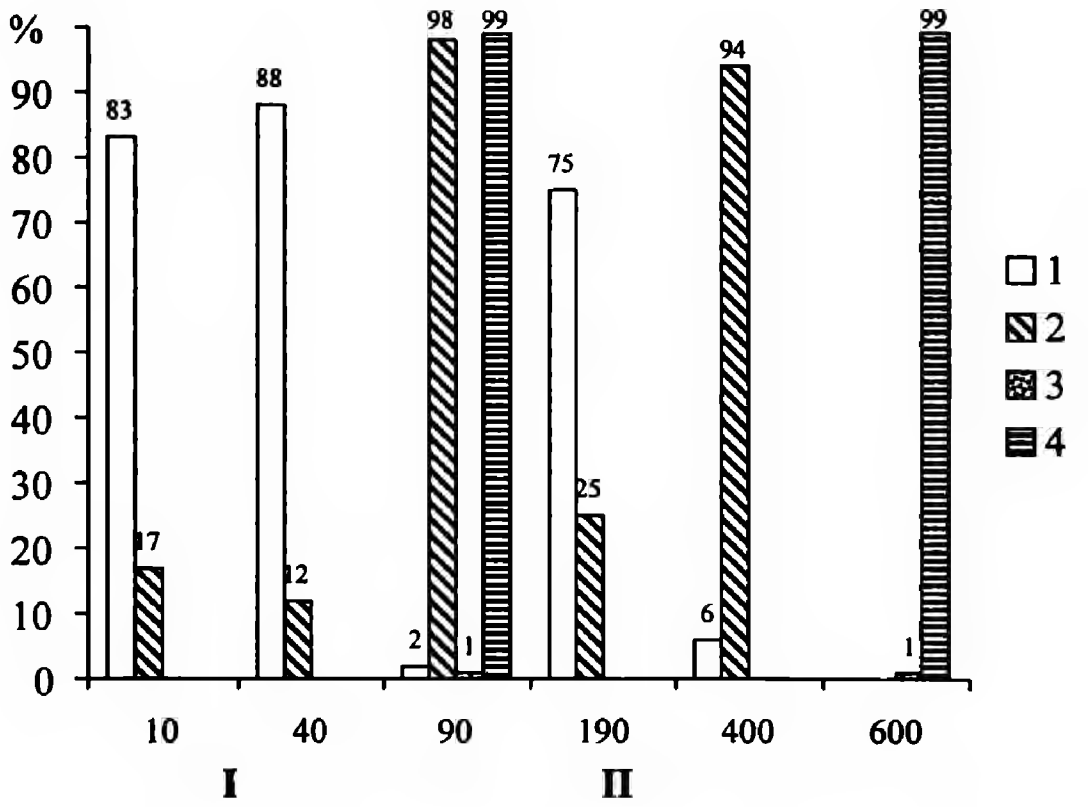


Рис. 2. Гистограммы распределения шлаковых (1, 3) и зольных частиц (2, 4) в пределах золоотвала Новочеркасской ГРЭС в зависимости от места выпуска пульпы

I (10-40 м) – шлаковая зона; II (90-600 м) – зольная зона; 1, 2 – русловая фация; 3, 4 – пойменная фация

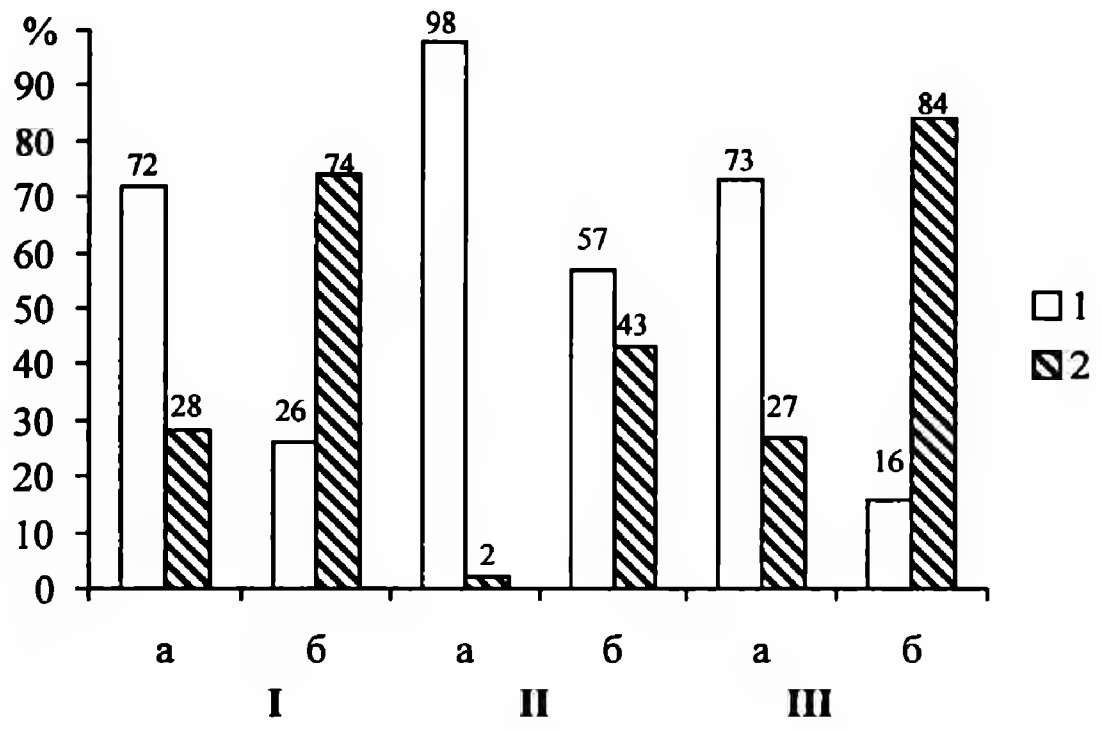


Рис. 3. Гистограммы распределения шлаковых (1) и зольных (2) частиц в шлакосборнике (а) и на участке сброса пульпы (б)

I – Воркутинская ТЭЦ-2; II – Назаровская ГРЭС; III – Новочеркасская ГРЭС

сгоревшего угля; сросшиеся обломки шлака с большой закрытой пористостью; сферические частицы стекла; агрегаты муллита; тонкие частицы гидратированных минералов группы гидросиликатов и гидроалюминатов кальция; кварц; обломки первичных пород. Отдельные частицы золы характеризуются губчатым или пемзовидным строением. В спекаемом при высоких температурах материале в процессе быстрого охлаждения возникают пустоты, часто выполненные газами.

В качестве примера приведем морфологическое описание частиц зол Кураховской ГРЭС. Под бинокулярной лупой фракция >0,5 мм представлена угольными частицами и агрегатами. Частицы угля черного или темно-серого цвета, с металлическим блеском, неровной поверхностью, неокатанные со сглаженными ребрами. Агрегаты представлены разностями нескольких видов. Встречаются разности, представленные зернами кварца и стекла, сцементированные железистым веществом; непрозрачные частицы кварца с вкрапленниками угля и колониями стеклянных шариков, размеры которых в несколько десятков раз меньше размера самого агрегата. Агрегаты имеют вытянутую или округлую форму. Фракция 0,5–0,25 мм также представлена частицами угля и микроагре-

гатами. Выделяются микроагрегаты двух видов: спекшиеся зерна кварца и угля с неровной поверхностью – угловатые частицы с неровной поверхностью и острыми ребрами; мелкие стеклянные шарики и частицы кварца, сцементированные железистым цементом. Форма частиц изометричная, со сглаженными ребрами. В состав фракции 0,25–0,1 мм входит около 50% стеклянных шариков, 25% угля, 25% агрегатов. Стеклянные шарики имеют идеальную шаровидную форму с гладкой поверхностью, по цвету неоднородны.

Для оценки микростроения зол гидроудаления использовались результаты РЭМ-анализа. В золах, образованных от сжигания донецких углей на КГРЭС можно выделить:

• стеклянные микросферы с гладкой поверхностью. На сферах встречаются капле- и чешуеобразные наросты. Часть сфер заполнена мелкими шариками. Полностью полых сфер обычно мало. Описанные стеклянные микросферы имеют тонкую оболочку с единичными микропорами (рис. 4а);

• пористые частицы сферической формы, частично разрушенные;

• частицы глинистого вещества, угловатые, высокопористые, с неровной поверхностью.

Характер контактов между частицами раздельнозернистый, что позволяет отнести инертные золы к сыпучим системам.

Активные высококальциевые золы Березовской ГРЭС отличаются по микростроению от описанных выше. Для них не является характерной идеальная форма частиц стекла. Абсолютно преобладают слоистопостроенные микроагрегаты, неправильной формы, состоящие из стеклянных шариков, сцементированных игольчатыми кристаллами (рис. 4б, в). Контакты в агрегатах между частицами фазовые, характер связей – цементационный. Характерна внутриагрегатная пористость, поры щелевидные, часто изометричные. Размер пор изменяется от сотых и десятых долей микрона до 2–3 мкм.

Ввиду того, что золошлаки, осажденные в золоотвалах, представляют собой современные осадки, для них характерны те же законы седиментации, что и для природных грунтов. В соответствии с принятой технологией, материал осаждается в водной среде и по условиям осадконакопления сопоставим с флювиогляциальными отложениями. В связи с условиями аккумуляции золошлаков в пульпоприемнике можно выделить отдельные осадочные формы: аккумулятивные, эрозионные и деформационные, что определяет анизотропию свойств отложений в массиве [Использование..., 1984].

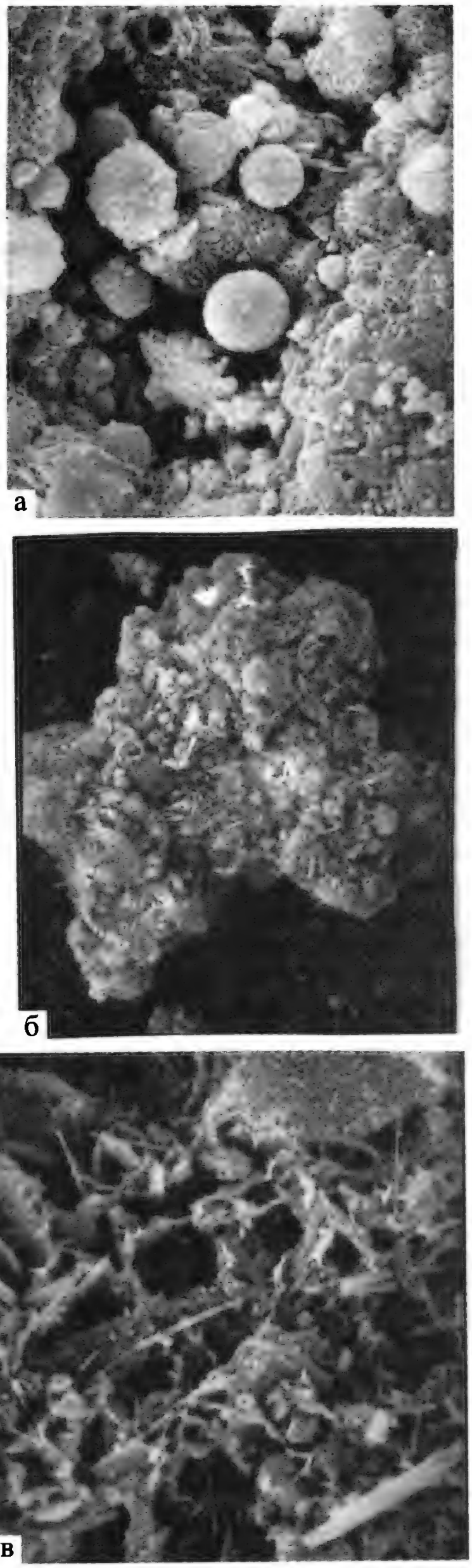


Рис. 4. Морфология зольных частиц. (а) микростроение золы Кураховской ГРЭС, общий вид микроагрегатов (б) и характер поверхности (в) зол гидроудаления Березовской ГРЭС

Осадки, образующиеся в золоотвалах, представляют собой молодые образования, поэтому все структуры представлены в основном первичным типом, так как на начальной стадии накопления процесс диагенеза в них развит слабо. Одной из наиболее характерных особенностей золошлаков является их слоистость, похожая на слоистость природных осадочных пород. Пласты золошлаков имеют преимущественно горизонтальное залегание и мощность от нескольких см до 0,5 м. Граница между пластами подчеркивается хорошо выраженными пластовыми швами за счет изменения дисперсности, минерального состава и микрослоистости. В разрезах можно наблюдать повторение седиментационных ритмов от более грубых разностей к более тонким.

Пласты делятся на более тонкие слои, в которых чередуются темные и светлые прослои мощностью от нескольких сантиметров до 10 см и более. Светлые слои представлены тонкодисперсным пелитовым материалом, состоящим преимущественно из кварца и муллита, чередующихся с частицами угля, подчеркивающими слоистость. Темные слои состоят из более грубодисперсного материала и характеризуются в разрезе изменением мощности как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Для них свойственно линзовидное залегание и косая слоистость (рис. 5). Эту слоистость можно наблюдать на всей протяженности золоотвала, что связано с миграцией форм дна пульпоприемника, когда частицы золы перекатываются вдоль валообразного выступа дна и оседают на его крутом склоне. Таким образом формируется косая слоистость, имеющая наклон к центру приемника и характеризующая направление движения частиц и течение.

Косая слоистость в золах может быть связана с заполнением эрозионных форм. Эрозионные формы часто развиваются в легком тонкодисперсном материале, к которому относятся сферические частицы стеклофазы, хорошо размываемые водой. Размер эрозионных форм изменяется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Чаще они возникают на поверхности конусов выноса в связи с сужением потока и изменением его динамики, либо из-за влияния другого потока, вытекающего с противоположной стороны пульпоприемныка. Затем в процессе последующего намыва они быстро заполняются вновь золошлаковым материалом. Если при складировании существует несколько генераций эрозионно-аккумулятивного процесса, то образуется сложная косая слоистость.

На поверхности аккумулятивных конусов образуется сеть различных потоков, направленных к

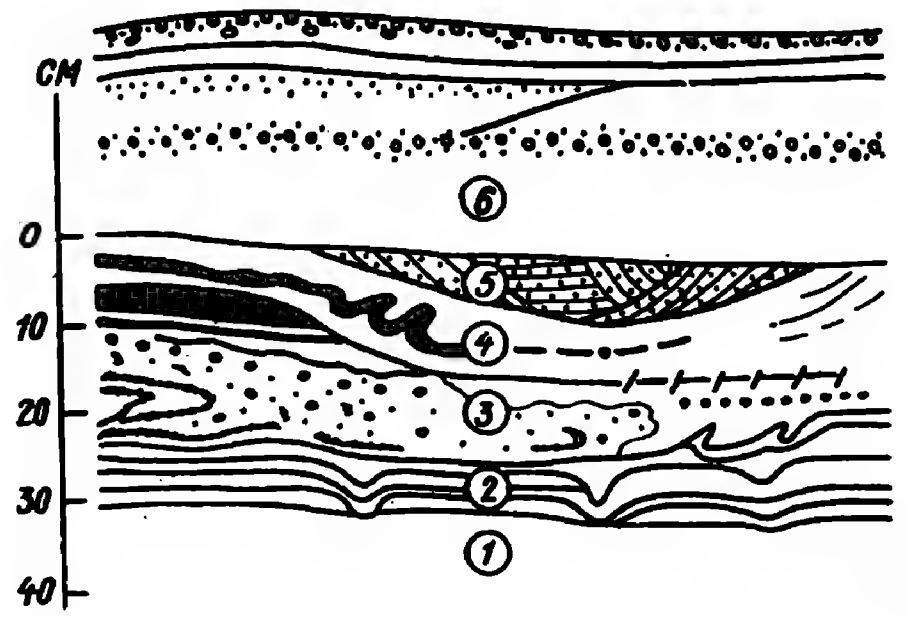


Рис. 5. Формы слоистости в золоотвалах

1-тонкий материал из зоны втекания кровли пласта (2); 3-разнозернистый материал с обломками угля из эрозионной поверхности в кровле пласта; 4-заполнение эрозионных форм; 5-текстура оползания на склоне канала; 6-пласты с обратной сортировкой материала

центру пульпохранилища. Эти потоки в области дельты осаждают очень тонкий материал, мощность прослоев которого достигает 0,5 м. При колебаниях уровня воды дельтовые отложения прорезаются каналами корытообразного сечения, в стенках которых хорошо виден профиль осадконакопления. На поверхности конусов и на дне корытообразных потоков можно видеть образование следов ряби. Причем на дне пульпоприемника образуется крутоволнистая рябь, иногда несовпадающая по фазе, чешуйчатой формы или формы полумесяца. Размеры этих форм доходят до 10 см. Они хорошо видны на свежих поверхностях в плане, но в вертикальном разрезе плохо сохраняются. В некоторых местах по ним развиваются завихрения, выполненные более крупным материалом с большим содержанием угля, размер частиц которого достигает 1,5 см.

Золошлаки, осажденные в приемнике, характеризуются вертикальной и горизонтальной сортировкой материала. На практике в золоприемниках режим намыва очень сложный в результате влияния эрозионных процессов, перерывов в осадконакоплении и развивающихся деформаций, поэтому четкой сортировки материала не наблюдается. На небольших участках золоотвала можно видеть сортировку материала в нескольких ритмах, однако, часто она обратная и нерегулярная. На свежих поверхностях осадков зол видны следы огибания, волочения, удара, а также соскальзывания. Они образуются в результате передвижения в пульпе обломков шлаков большого размера при снижении скорости потока.

В золоотвалах наряду с аккумулятивными и эрозионными формами существуют структуры

деформационного характера. Они образуются обычно при одновременном намыве из разных направлений и перемешивании потоков пульпы в результате завихрения и взмучивания. Деформационные формы напоминают изогнутую слоистость, размеры слоев в которой составляют от нескольких см до нескольких метров. Они возникают при медленном скольжении водонасыщенных зольных частиц преимущественно пылеватого и глинистого состава. В плане деформационные структуры имеют разветвленную, иногда линзообразную форму, подчеркнутую тонкими прослоями, толщиной несколько см, светлого или темного материала. Различный цвет прослоев обусловлен содержанием угольной составляющей. Наряду с частицами угля встречаются более светлые прослои, к которым приурочено повышенное содержание карбонатов. В вертикальном разрезе формы взмучивания вкладываются друг в друга, и во время осушения на границе контактов появляются трещины. Кроме форм взмучивания в золах наблюдаются деформации, образующие текстуры оползания и оплывания и структуры втекания. Как видно из рис. 5 в слое 4 показано несколько небольших складок, связанных с оползнями, развитыми по склонам эрозионных форм. В этом случае в результате сползания контакт дна канала с нижележащей водонасыщенной толщей имеет «сбросовый» характер, что связано с увеличением нагрузки. В нижней части видны деформации втекания более светлых прослоев в темные нижележащие прослои. Материал светлых прослоев, содержание угольной пыли в которых составляет около 10%, имеет плотность большую, чем темные прослои, включающие до 30% угля. Соответственно наблюдается втекание более тяжелого материала в более легкий, причем легкий всплывает, образуя причудливые формы. В результате этих процессов наступает нарушение слоистости в пачках, слоях, прослоях. Если тонкодисперсный водонасыщенный осадок аккумулируется в дельтовых зонах и над ним быстро оседает слой более плотного материала, то наблюдаются «интрузивные» инъекционные формы. Они образуются под нагрузкой в результате увеличения порового давления в тонкодисперсном материале. Так как времени для консолидации осадка недостаточно, то распределение порового давления имеет резкий характер.

В соответствии с технологией золоскладирования приемник золоотвала заполняется до краев, а затем осушается. В связи с этим на поверхности образуются трещины усыхания до 50 см глубиной и шириной 5–10 см. Они имеют регулярную сеть, особенно в слоистых пылеватых и глинистых разностях. В случае деформационных структур характер их менее равномерный.

Технология намыва золоотвалов, задачей которой является увеличение высоты отвала, приводит к быстрому намыву и захоронению образовавшихся структур. В связи с малой степенью диагенеза и небольшой плотностью осадка образовавшиеся структуры разрушаются, к чему приводит также основной закон технологии складирования - интенсивное перемешивание материала.

В процессе складирования пульпы золы и золошлака, ее накопления на золоотвале и последующих процессов взаимодействия активных компонентов между собой, а также с газами атмосферы и природными водами этот тип техногенных отложений претерпевает литогенетические преобразования. Для всех типов зол характерно уплотнение и обезвоживание во времени, что приводит к изменению их физико-механических свойств.

Для высококальциевых зол возможны процессы, формирующие кристаллические новообразования, цементирующие зольные и шлаковые частицы, в результате чего раздельнозернистая структура трансформируется в кристаллизационную. Примером могут служить золошлаки Березовской ГРЭС.

Изучение литогенетических особенностей отложений золошлакоотвалов позволяет дать прогнозную оценку их поведения при решении инженерно-геологических и геоэкологических задач.

Литература

Использование зол ТЭС для закрепления грунтов / Под ред. Е.Н.Огородниковой. М.: МГУ, 1984. 152с.

Мелентьев В.А., Колпашников Н.П., Волин Б.А. Намывные гидротехнические сооружения. М.: Энергия, 1973. С. 193–222.

Пантелеев В.Г. Состав и свойства золы и шлака ТЭС / Под. Ред. В.А.Мелентьева. Л.: Энергоатомиздат, 1986. 288с.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований // Геол. ин-т. Труды. Вып. 161. М.: Наука, 1966. 239 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 66, 2005 г.

ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Н.Г. Судакова

Изучение закономерностей плейстоценового литогенеза имеет важное палеографическое и практическое значение. Использование дополнительных литологических резервов повышает обоснованность и надежность стратиграфических и палеографических построений, делает возможной площадную литологическую корреляцию маркирующих горизонтов, дает ключ к установлению ритмических и направленных тенденций развития ледниковых и межледниковых палеогеографических событий. Вещественный состав отложений является объектом самостоятельного исследования, имея собственные преимущества и приоритеты при решении некоторых палеографических и стратиграфических задач, например, присущую только ему способность к реконструкциям источников сноса, направления и путей следования потоков вещества.

Выдающийся геолог и литолог XX столетия Е.В. Шанцер разрабатывал многие теоретические и методические аспекты четвертичной геологии и литологии. Среди его разнообразных научных интересов особое место занимает учение о генетических типах континентальных осадочных образований, которое является основой всех литологических исследований [1966]; при этом он с пониманием оценивал важность изучения вещественного состава осадков – наименее изученную область литологии. Важное значение придавалось им методическим вопросам и классификациям, основанным на генетических принципах. Большое внимание уделялось аллювиальным и ледниковым отложениям. К последним Е.В. Шанцер относился с особым пристрастием. Он внес значительный вклад в исследование структуры, текстур и литологии ледниковых отложений.

К настоящему времени значительно продвинут поиск закономерностей литогенеза и вещественного состава отдельных формаций, таких как: ледниковая [Рухина, 1973; Лаврушин, 1976, 1980; Лаврушин, Ренгартен, 1974; Астапова, 1978; Судакова, 1990; Андреичева, 1992 и др.], перигляциальная и криогенная [Попов, 1979; Конищев, 1981; и др.], лессово-почвенная [Кригер, 1965; Величко и др., 1997], межледниковый комплекс [Ренгартен, 1971; и др.]. Вместе с тем, сами теоретические основы литогенеза испытывают дефицит обобщений, которые отражали бы общие особенности и закономерности плейстоценового литогенеза и тенденции его развития во времени. Очевидно, что для литогенеза квартера, отличающегося изменчивостью палеогеографических обстановок, должны быть выработаны свои представления о закономерностях литогенеза, которые более адекватно отражали бы ландшафтно-зональную специфику и её динамическое развитие во времени.

Следует также заметить, что пространственные и временные сопоставления показателей вещественного состава затруднены из-за недостаточности репрезентативного материала и имеющегося методического разнобоя в получении аналитических данных, а также из-за отсутствия единых принципов сопоставления. Это требует дополнительных методических исследований.

Главная задача настоящей сводки – обозначить основные закономерности формирования состава плейстоценовых отложений, выявить тенденции пространственной и возрастной изменчивости показателей в связи с палеографическими обстановками литогенеза.

В основу обобщений положен накопленный массовый материал по строению и составу плейстоценовых отложений из опорных и стратотипических разрезов Русской равнины. Особенности эволюции литогенеза рассмотрены на примере таких ярких представителей зонального типа как ледниковый и перигляциальный, – наиболее благоприятных для установления ритмики палеогеографических событий. При этом использованы традиции комплексного палеогеографического анализа [Итоги..., 1987] и новые разработки литологических методов (статистическая оценка достоверности, корреляционный анализ). Применительно к особенностям плейстоценового литогенеза оказалось необходимым дополнить и конкретизировать некоторые положения общей теории литогенеза и подкрепить их специальными разработками. В этой связи развиваемая палеографическая концепция литогенеза [Судако-

ва, 1990, 2000, 2004] дает свои преимущества для объективной и более эффективной интерпретации литологических данных, позволяя избежать побочных ошибок. Комплексные палеогеографические исследования выявили весомый вклад литологии в решение актуальных стратиграфических и палеографических задач, прежде всего, таких как диагностика и корреляция разновозрастных ледниковых комплексов, реконструкция ледниковой ритмики, воссоздание структуры, динамики и границ распространения ледниковых покровов, расшифровка происхождения и условий формирования покровных лёссовидных суглинков. В соответствии с разработанными принципами и критериями комплексного литологического анализа систематизирован обширный репрезентативный материал по вещественному составу плейстоценовых отложений.

Для обоснования возможности использования литологического анализа в стратиграфических и палеографических целях на основе закономерностей пространственной и возрастной изменчивости состава потребовалось под единым углом зрения рассмотреть теоретические предпосылки и особенности плейстоценового литогенеза, а также рациональную стратегию и приемы комплексного литолого-минералогического анализа, его возможности и эффективность при решении тех или иных палеографических задач, ограничения и преимущества.

Теоретический фундамент литолого-палеогеографического исследования составляет, общая теория литогенеза, созданная Н.М. Страховым [1963], в которой рассматривается развитие литогенеза в глобальном масштабе в пространстве и во времени. Всеобъемлющая идея о климатически и геологически обусловленных типах литогенеза, нашедшая дальнейшее развитие в концепции географической зональности литогенеза, оказалась весьма плодотворной для становления палеогеографического направления литологических исследований. Однако, очевидно, что эти постулаты применительно к плейстоценовому литогенезу должны быть дополнены представлениями о фациально-генетическом разнообразии новейших отложений (особенно континентальных), о территориальной изменчивости состава отложений в связи с неоднородностью питающих провинций, о ландшафтно-зональной зависимости их свойства и состава.

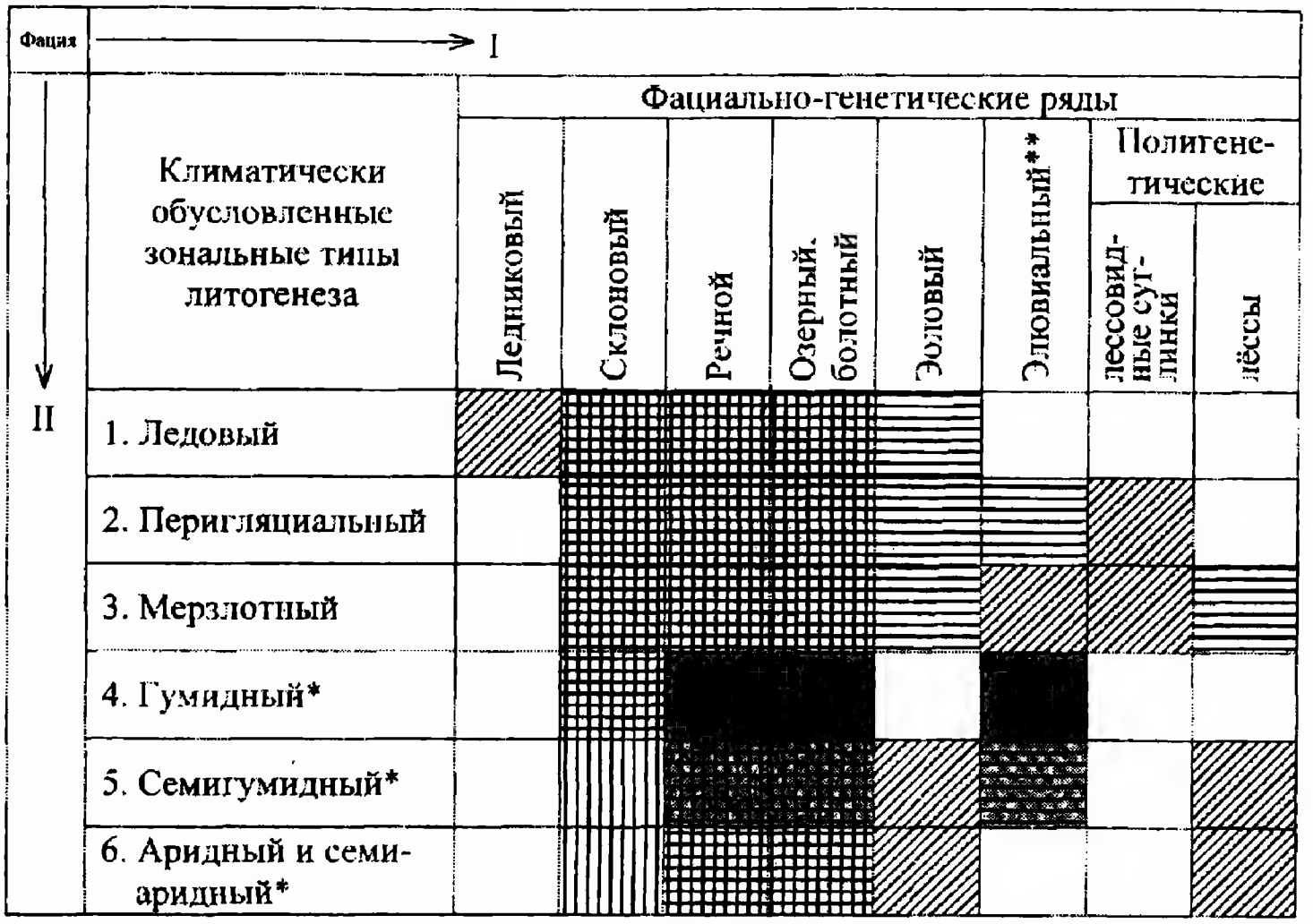
Любое исследование новейших отложений неизбежно связано с фациально-генетическим анализом осадков. В основе учения о генетических типах отложений, разработанных Е.В. Шанцером [1966], лежит динамико-генетический подход. Показательный пример развития этого направления дан в области изучения ледниковых отложений [Лаврушин, 1976].

Важной предпосылкой литолого-палеогеографического анализа является учение о терригенно-минералогических провинциях осадочных пород [В.П. Батурин, 1947], позволяющее улавливать пространственные закономерности изменения состава и его связь с питающимися провинциями. В традициях этого направления проводятся исследования различных четвертичных отложений: аллювиальных, ледниковых, лёссовых, морских. В плане дальнейшего развития этого направления можно рассматривать предложенное нами районирование ледниковой области по типу ледниковых питающих провинций на фоне структуры и динамики ледникового покрова.

В отношении феноменальной природной ситуации плейстоцена руководящей идеей её познания стала выдвинутая К.К. Марковым [1960] парадигма направленного и ритмического развития природного комплекса, проявляющегося, как выяснилось, и в составе разновозрастных отложений. Эти тренды в развитии компонентов природы, включая морфолитогенную основу, находят прямое подтверждение при исследовании литологии опорных разрезов в различных палеогеографических обстановках Евразии и Антарктиды [Разрез ..., 1973; Разрезы отложений, 1977; Бардин, Судакова, 1978; и др.].

Литогенную основу палеогеографических (ПГ) реконструкций в соответствии с общей теорией литогенеза перспективно рассматривать в качестве самостоятельной геосистемы – литосистемы, обладающей чертами структурной целостности при взаимодействии внутренних и внешних факторов [Судакова, 1990].

Фундаментальное значение для ПГ реконструкций имеет научно-обоснованная классификация литогенеза, отражающая сложную структуру причинно-следственных связей, строгая систематизация которых составляет первостепенную задачу. Будучи важным объектом ПГ реконструкций существующие классификации отложений адресно раскрывают лишь определенные аспекты литогенеза. Так, Н.М. Страховым [1963] разработана всеобъемлющая классификация климатически обусловленных типов литогенеза в глобальном масштабе. Широкое признание получила также известная классификация генетических типов отложений Е.В. Шанцера [1966]. Однако, для целенаправленных ПГ реконструкций возникает необходимость в проведении объединенной типизации литогенной основы одновременно по ряду признаков. Предлагается комплексное решение этой проблемы на двусторонней основе.



Примечание: * — с более дробной зональной дифференциацией;
** — в том числе почвообразование.

Условные обозначения:

Рис. 1. Типизация новейших континентальных отложений по фациально-генетическим (I) и ландшафтно-зональным (II) обстановкам.

Проявления зональной зависимости генотипов: 1 – четкая зональная приуроченность, 2 – полизональные, 3 – зональная специфика вещественного состава; категории литотипов по сортированности и устойчивости состава (зрелости спектров): 4 – полимиктовые, 5 – мезомиктовые, 6 – олигомиктовые.

На рисунке 1 представлена оригинальная классификационная матрица, совмещающая генетические и типологические свойства отложений. Их соотношение образует разногенетические литосистемы зонального и азонального типов. В зональном ряду плейстоценовых образований следует особо выделить ледниковый и перигляциальный феномены, сформировавшие уникальные морфолитосистемы, которые в древнеледниковой области оказывали сильное влияние на последующее развитие природной среды. Именно поэтому детальный анализ ледниковых и лессовидных образований отнесен к числу приоритетных задач и данной работы. При этом с введением дополнительных критериев (например, дифференциация осадков по устойчивости состава) открывается возможность перекрестного сопоставления различных особенностей литогенеза: фациальных, зонально-географических, провинциально-геологических и палеогеографических.

Что касается пространственных закономерностей литогенеза, то более всего обоснована климатически обусловленная зональность состава коры выветривания, морских, аллювиальных, субаэральных, ледниковых и криогенных отложений. Особенности осадочной дифференциации вещества отмечены и для разных фациально-генетических обстановок. Установлено, что состав отложений фациально-генетических разностей формируются в тесной связи с особенностями питающих провинций.

Разработка оригинальной универсальной классификации литогенной основы способствует системной организации главного объекта палеогеографических исследований, что повышает эффективность самих реконструкций и дальнейших прогнозных оценок.

Палеогеографический анализ новейших отложений свидетельствует о том, что закономерности литосостава, обусловленные зональными и азональными факторами литогенеза, а также воз-

растные изменения несомненно проявляются и поддаются количественному учету, а значит могут и должны быть использованы в стратиграфических и палеогеографических целях. Эффективность и корректность палеогеографических и стратиграфических построений на литологической основе зависит, прежде всего, от последовательности проведения палеогеографического системного подхода. Комплексный палеогеографический метод, ставя себе на службу отраслевые методы (такие как литологический, палеоботанический, палеофаунистический, палеомагнитный, палеогеоморфологический, палеопедологический), решает задачи палеогеографических реконструкций природного комплекса и тесно переплетающиеся с ними генетические и стратиграфические вопросы. Здесь они смыкаются с теми же задачами, которые призваны разрешать и литологические методы. Поэтому неправильно было бы рассматривать литологическую методику в качестве отраслевого метода палеогеографии, помогающего воссоздавать исключительно особенности литогенеза. На самом деле, палеогеографические функции литологии шире, так как на основе литологического исследования возможны, как явствует из многочисленных исследований, реконструкции не только процессов, но и совокупности условий, в том числе палеоклимата, динамики рельефа, тектонического режима территории, обстановки древних оледенений, их структуры и динамики, а также стратиграфические построения.

Всестороннее раскрытие сущности осадочной фации – этого многопланового палеографического и литологического объекта [Крашенинников, 1971] – наилучшим образом обеспечивает методика сопряженного литологического анализа [Руководство..., 1976; Итоги..., 1987]. Сопряженная методика разрабатывается применительно к трем основным задачам: а) фациально-генетического разграничения отложений; б) стратиграфического расчленения и корреляции горизонтов; в) палеогеографических реконструкций. Комплексный сопряженный палеографический анализ базируется на совместном использовании общих и частных методов. Литологический анализ занимает в этом ряду ответственные позиции. Накопленный многолетний опыт литолого-палеогеографических исследований в различных природных обстановках положен в основу сводной информационного графика по применению литологических методов. Рисунок 2 наглядно демонстрирует неодинаковую фациально-генетическую, географическую, геологическую и стратиграфическую информативность не только отдельных методических приемов и обобщающих показателей состава, но и целых групп методов. Индивидуальна разрешающая способность методических приемов и по отношению к конкретным задачам реконструкций.

В целях оптимизации комплексного литологического анализа при литологических сопоставлениях необходимо соблюдать ряд методических принципов: а) единства питающих провинции в связи с различной геологической наследственностью состава; б) единого происхождения отложений в связи с разнообразием фациально-генетической обстановок литогенеза; в) дифференциации минералого-петрографических спектров по устойчивости в зависимости от ландшафтно-климатических условий осадкообразования и гипергенеза.

Руководящим принципом правомерности литологической сопоставимости служит принцип единства питающих провинций, обеспечивающий региональный контроль над пропорциями материала удаленного, транзитного и местного происхождения, участвующего в осадконакоплении. Этот принцип реализуется при проведении целевого литолого-палеографического районирования территории по типу питающих провинций, которое служит теоретическим обоснованием корректности литологической корреляции отложений и является действенной мерой для выявления возможностей площадной сопоставимости литогенной основы в связи с пространственной изменчивостью питающих провинций. Важным итогом межведомственного сотрудничества в рамках литологической школы явилось создание карты литорайонов Восточно-Европейской равнины, выполненной по единой методике (рис. 3). Разработана конкретная программа и правила районной и межрайонной литологической корреляции плейстоценовых отложений [Судакова, 1990; Sudakova etc, 1995]. Региональный анализ фактического материала подтверждает целесообразность и необходимость широкого внедрения районирования в практику исследований [Андреичева и др., 1997].

Особое место в наших исследованиях занимает литогенез Русской равнины – классической древнеледниковой области, где решаются принципиальные, но все ещё дискуссионные вопросы ледниковой стратиграфии и палеогеографии, связанные с множественностью оледенений, структурной и динамикой разновозрастных покровов и их границами, расчленением ледникового комплекса и корреляцией маркирующих горизонтов морен. Как показали многолетние комплексные исследования, тщательный анализ вещественного состава самих морен является ценным

МЕТОДЫ, ВИДЫ АНАЛИЗА И ПРИЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЯ			ЗАДАЧИ							
			Генезис	Питающие провинции	Палеогеографические реконструкции			Стратиграфические построения	
					структура ледникового покрова	направление движения потоков	динамика и активность среды	расчленение	корреляция
ОБЩИЕ	Сравнительно-географический	1			■				
	Геологический	2		■				■	■
	Фациально-генетический	3	■				■	⊗	⊗
	Актуалистический	4			■				
	Естественно-исторический	5						■	
ЧАСТНЫЕ	Геоморфологический	6	⊕		■	■	⊗	■	
	Картографический	7		⊗	⊗				
	Дистанционные: космический, аэрофотометрический	8			⊗	⊗			⊗
	Криолитологический	9	⊗					⊗	
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ	Текстур	10	■			■	■		
	Физико-механических свойств	11	⊗				⊗		
	Гранулометрический	12	■	⊗	⊗		■	■	
	Комплексный минералогический	13							
	шлифов с ненарушенной структурой, терригенных и аутигенных минералов, глинистых минералов (*рентгеноструктурный, электронномикроскопический*)	а	⊗			⊗		⊗	
		б		■		■		■	■
		в		■		⊗		■	
	Комплексный анализ обломков	14							
	морфоскопический	а	⊗				⊗		
	морфометрический	б					⊗		
	петрографический	в		■		■		■	■
	ориентировки	г	■		■	■	■		⊗
	Геохимический	15							
	химический валовой	а		⊗				⊗	⊗
	карбонатности	б		■		⊗		■	
	Математические методы	16							
	статистическая обработка	а		⊗		⊗		■	
	корреляционный анализ	б		⊗				⊗	
	моделирование	в		⊗	■				

⊕ 1 ⊗ 2 ■ 3

Рис. 2. Информативность методов комплексного литологического анализа при решении палеогеографических и стратиграфических задач.

1 – самостоятельное значение, 2 – вспомогательное значение, 3 – рациональный комплекс методов

источником палеогеографической и стратиграфической информации [Разрезы..., 1977; Серебрянный и др., 1989 и др.]. При этом детальное площадное апробирование сотен опорных разрезов позволили впервые перейти к качественно новым пространственным обобщениям, а именно к созданию карт минералогического и гранулометрического состава, карбонатности морен.

Для морен Русской равнины установлены пространственные закономерности изменчивости минералогического состава: зональные (субмеридиональные), посекторные (субширотные), провинциальные (местные), – согласующиеся с раз-

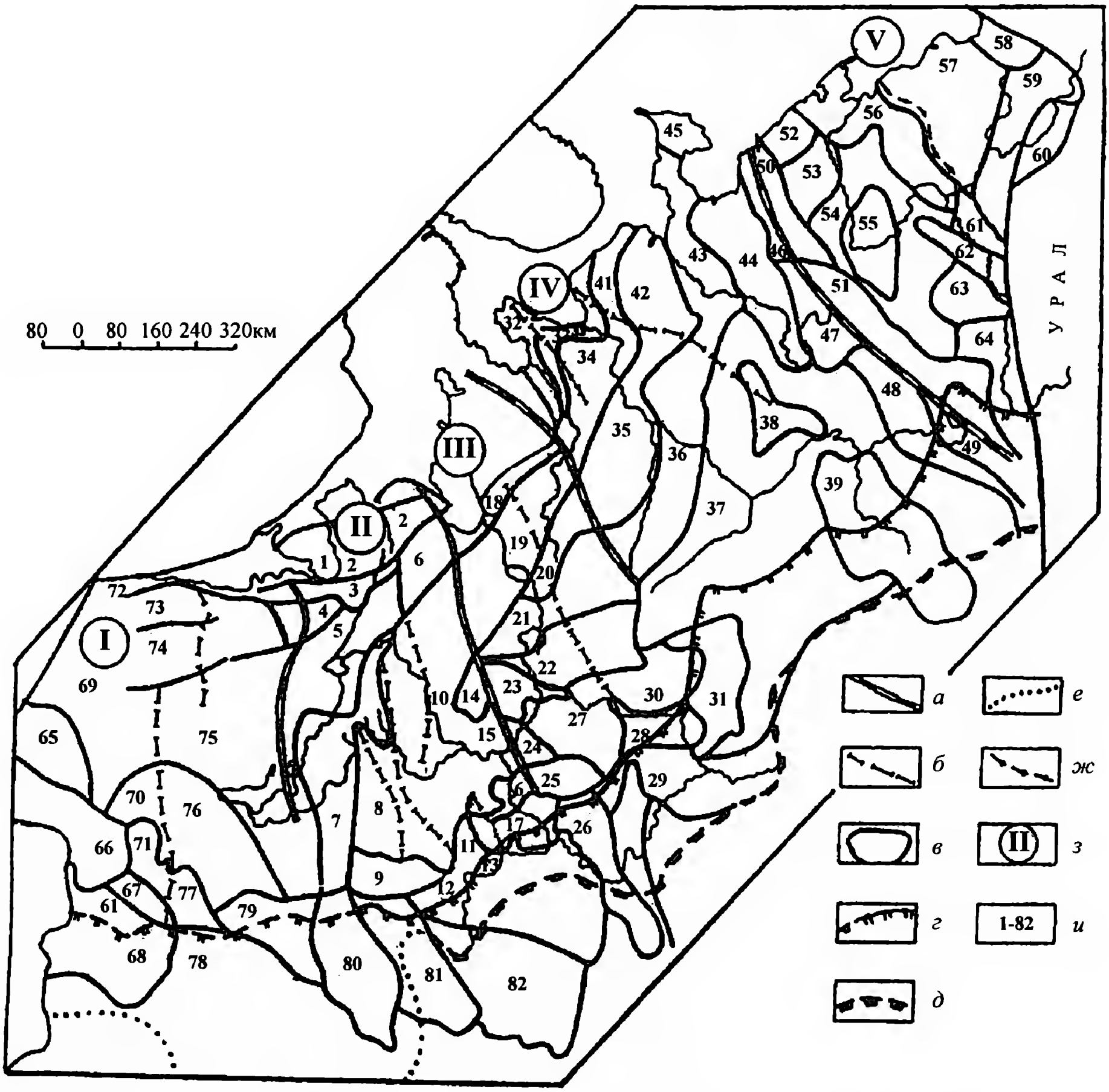


Рис. 3. Литолого-палеогеографическое районирование Русской равнины по типу ледникового питания.

а,б – границы ледоразделов: а – первого порядка, б – второго; в – границы литорайонов, г – граница московского (вычегодского) оледенения, д,е – граница днепровского (печорского) оледенения: д –установленная, е – предполагаемая, ж – предполагаемая зона сочленения вычегодских ледников, з – номер литоспектра: I – Балтийского, II – Ладожского, III – Онежского, IV – Беломорского, V – Поморского; и – номера литорайонов: 1 – Карельского, 2 – Невского, 3 – Ижорского, 4 – Лужского, 5 – Ильменского, 6 – Свирско-Оятьского, 7 – Селигерского, 8 – верхнее-Днепровского, 9 – Верхнедеснинского, 10 – Волжско-Тверского, 11 – Лужско-Протвинского, 12 – Окско-Тарусского, 13 – Нарофоминского, 14 – Моложского, 15 – Иваньковского, 16 – Московско-Дмитровского, 17 – Бронницкого, 18 – Андомского, 19 – Лачского, 20 – Вожеозерского, 21 – Воже-Кубенского, 22 – Рыбинского, 23 – Кашинского, 24 – Волжско-Нерльского, 25 – Берендеевского, 26 – Мещерско-Шатурского, 27 – Нерского, 28 – Верхнетезского, 29 – Клязьминского, 30 – Галичского, 31 – Унжиского, 32 – Онежского, 33 – Архангельского, 34 – Онего-Северодвинского, 35 – Вага-Северодвинского, 36 – Устьинско-Северодвинского, 37 – Сухоно-Вычегодского, 38 – Яренгского, 39 – Верхневиледьского, 40 – Беломорско-Зимнебережного, 41 – Верхнесоянского, 42 – Кулойского, 43 – Вашка-Мезенского, 44 – Чеша-Верхнезенского, 45 – Канинского, 46 – Пеша-Северотиманского, 47 – Среднетиманского, 48 – Южнотиманского, 49 – Верхневычегодского, 50 – Цильма-Северотиманского, 51 – Восточнотиманского, 52 – Верхнесойминского, 53 – Сулинского, 54 – Лая-Шапкинского, 55 – Печоро-Ижемского, 56 – Нижнепечорско-Лайского, 57 – Мореюрского, 58 – Коротаихинского, 59 – Нерцета-Харутинского, 60 – Косью-Роговского, 61 – Сынинского, 62 – Щугорского, 63 – Лемьюского, 64 – Печоро-Илычского, 65 – Жемайтского, 66 – Нижнедаугавского, 70 – Свентянского, 71 – Ошмяконского, 72 – Нарвского, 73 – Пандиверского, 74 – Чудско-Рижского, 75 – Даугавского, 76 – Березинского, 77 – Минского, 78 – Среднеднепровского, 79 – Сожского, 80 – Ипутьевского, 81 – Среднерусского, 82 – Верхневоронежского.

нообразием факторов ледникового литогенеза, соотношением и составом питающих провинций, особенностями радиальной структуры ледниковых покровов и характером подстилающего рельефа [Судакова, 1990; Sudakova etc., 1995, Новейшие отложения ..., 2004 и др.]. Так, например, для московской морены Русской равнины в широтном направлении с запада на восток характерна тенденция изменения количественных показателей экзотических компонентов при переходе из сферы влияния Ладожского ледникового потока к Онежскому, а затем к Беломорскому и Поморскому. В этом направлении закономерно уменьшается доля граната (от 30 до 15%), которым обогащены коренные породы Приладожского сектора Балтийского щита. В обратной пропорции увеличивается примесь эпидота (от 2-3 до 30-40%), связанного с Тимано-Уральской областью сноса. Отмеченное посекторное распределение минералов удаленной питающей провинции в составе морен напрямую связано с особенностями потоковой структуры ледникового покрова.

Закономерные изменения минералогического спектра морен прослеживаются и вдоль движения ледниковых потоков. Зонально, в дистальном направлении, снижается содержание таких экзотических и транзитных компонентов как роговая обманка и гранат. [Рухина, 1973 и др.].

Закономерности провинциальной площадной изменчивости состава морен, предопределены особенностями местных питающих провинций и проявляются в очаговой повышенной концентрации определенных акцессорных минералов: дистена, ставролита, турмалина, глауконита, сульфидов и других минералов-спутников местных подстилающих пород. Установленные закономерности изменчивости вещественного состава ледниковых отложений – секторность, радиальная зональность и геологическая провинциальность – вносят существенные коррективы в палеогляциологические построения.

Палеогеографическая интерпретация закономерностей состава морен открывает определенные перспективы для более обоснованного и целенаправленного использования вещественного состава ледниковых отложений в практике палеогеографических и стратиграфических исследований. Стоящая на повестке дня актуальная задача межрайонной литологической корреляции разновозрастных морен с позиций палеогеографической концепции происхождения их вещественного состава представляется вполне реальной. Межрайонную корреляцию следует рассматривать как комплексную палеогеографическую задачу, которая требует соблюдения определенных правил применительно к широтной и меридиональной корреляции, учитывающих особенности площадной изменчивости состава.

Предложенное литолого-палеогеографическое районирование (см. рис. 3), являясь принципиально новым методическим решением проблемы литологической корреляции, служит обоснованием её реальных возможностей и объективных ограничений.

Большой интерес для проведения межрегиональной литологической корреляции ледниковых горизонтов представляет созданная на основе анализа статистически надежного материала, карта минералогических провинций с устойчивой ассоциацией терригенных, аутигенных и глинистых минералов. На Русской равнине выявляется достаточно сложная структура минералогических провинций различного ранга [Новейшие отложения..., 2004].

Сравнительный литологический анализ разновозрастных морен в опорных разрезах ключевых страторайонов Русской равнины свидетельствует о необратимой эволюции состава в связи с угасающим со временем влиянием подстилающего субстрата в результате последовательного многослойного его экранирования более молодыми напластованиями. Это приводит к поэтапному сокращению в составе морен вверх по разрезу доли местного материала, заимствованного у подстилающих пород. Ослабление связей с местными питающими провинциями неминуемо влечет подъем содержания дальнеприносных эратических компонентов: роговой обманки, прочих амфиболов, пироксенов и других представителей Фенноскандии. К примеру, содержание руководящей роговой обманки возрастает в более молодых ледниковых горизонтах (калининском, московском) в среднем до 25–30%, по сравнению с 5–10% в нижнеплейстоценовых моренах. Таким образом, направленные во времени изменения спектров разновозрастных морен выражаются в нарастании экзотичности и полимиктовости состава за счет все большего “разбавления” местного материала дальнеприносным, содержащим изрядное количество неустойчивых компонентов. Как было показано, вверх по разрезу с каждым новым поколением морен улучшается относительная сортированность и гомогенность состава в результате многократного перемешивания разнородного материала. Последствием этого процесса является подавление наследственных признаков и усиление типологических особенностей спектров. Эта основная палеогеографическая закономерность развития леднико-

вого литогенеза проявляется также и на других территориях в Прибалтике, Белоруссии, на Северо-Востоке [Андреичева и др., 1997 и др.]. Повсеместно наблюдаемое поступательное развитие минералогических спектров целесообразно принять в качестве одного из критериев литолого-стратиграфического возрастного расчленения ледникового комплекса.

Кроме того, каждый моренный горизонт обладает своими специфическими диагностическими признаками состава. На фоне отмеченной направленной тенденции разновозрастные морены распознаются по количественным пропорциям руководящих и акцессорных минералов. Так, в донской морене из руководящих минералов ведущее место в спектре занимает гранат при незначительной примеси (всего 5–6%) экзотической роговой обманки. Основу минералогических ассоциаций составляют минералы местного происхождения; а некоторые из них (глауконит, сульфиды) нередко становятся доминантами. Корреляционный признак окской морены – довольно высокое представительство местных компонентов, в то время как фоновыми минералами, как правило, являются гранат, роговая обманка (в среднем по 15%). В днепровской морене преобладает ильменит-гранатовая ассоциация при значительном участии эпидота и относительно высоком содержании роговой обманки (до 20%). В московской морене, также как и в позднеплейстоценовых моренах, в отличие от днепровской, наблюдается значительный прирост фенноскандинавского материала, в составе которого руководящая роговая обманка доминирует до 25–30%.

В свете продолжающейся дискуссии по поводу самостоятельности днепровского и московского оледенения интересная аргументация радикальной перестройки условий литогенеза в московскую эпоху получена с помощью корреляционного анализа показателей минералогического и гранулометрического состава морен (рис. 4). Выявленная различная структура и теснота прямых и обратных корреляционных связей между количественными характеристиками указывает на разные у днепровской и московской морен устойчивые ассоциации типичных минералов и гранулометрических фракций.

В результате систематизации обширного аналитического материала установлена территориально-возрастная структура вещественного состава морен в центре Русской равнины в тесной зависимости от палеогеографических условий. Сведенные воедино возрастные и региональные особенности литологии морен в компактном виде демонстрирует рис. 5. Проявленные диагностические признаки разновозрастных морен с учетом их региональных особенностей можно рекомендовать в целях литологического расчленения ледникового комплекса и корреляции маркирующих ледниковых горизонтов.

Анализ строения и состава лессовидных суглинков ледниковых районов Русской равнины представляет актуальную проблему, ввиду их палеогеографической значимости и специфических особенностей строения и состава. Являясь продуктом определенного климата и обладая зонально-географической природой, лессовые породы ледниковых районов тесно связаны с перигляциальным литогенезом. Вместе с тем, вопросы происхождения лессовидных суглинков выходят за рамки перигляциальной тематики и смыкаются с общей проблемой лессообразования. Особого внимания заслуживает достаточно дискуссионный вопрос – выявление их генезиса, условий формирования и возраста.

Под покровным комплексом лессовидных отложений в ледниковых районах Русской равнины понимаются безвалунные пылеватые отложения, залегающие с поверхности (но не покровно) древних озерных, речных террас и отдельных элементов водораздельных пространств и обладающие свойственными лессовым породам высокой пылеватостью (40–50%), карбонатностью (в среднем около 2%), пористостью (14,1%). Эти признаки "лессовидности" сближают комплекс покровных безвалунных пород данной территории с лессовидными суглинками других районов [Судакова, 1969].

Анализ особенностей площадного распространения лессовидных пород, их мощностей и характера залегания, основанный на изучении в Ярославском Поволжье примерно 50 обнажений и 80 скважин бурения, приводит к выводу об определенных закономерностях в их размещении и свойствах [Разрезы..., 1977; Судакова, Базилевская, 1976]. Лессовидные породы имеют четкую геоморфологическую приуроченность к уровням водной аккумуляции, встречаясь на определенных ступенях московского и валдайского рельефа с отметками от 220 до 110 м. Различают группы лессовидных образований: на ледниковых и вводно-ледниковых формах московского рельефа, на вводно-ледниковых формах валдайского рельефа, на озерных и речных террасах. Примечательно, что покрова лессовых отложений нет на зандровых равнинах и на конечно-моренных грядах. Они приурочены к моренным равнинам, озерно-ледниковым и речным террасам и их склонам, а также к изолированным озерным понижениям.

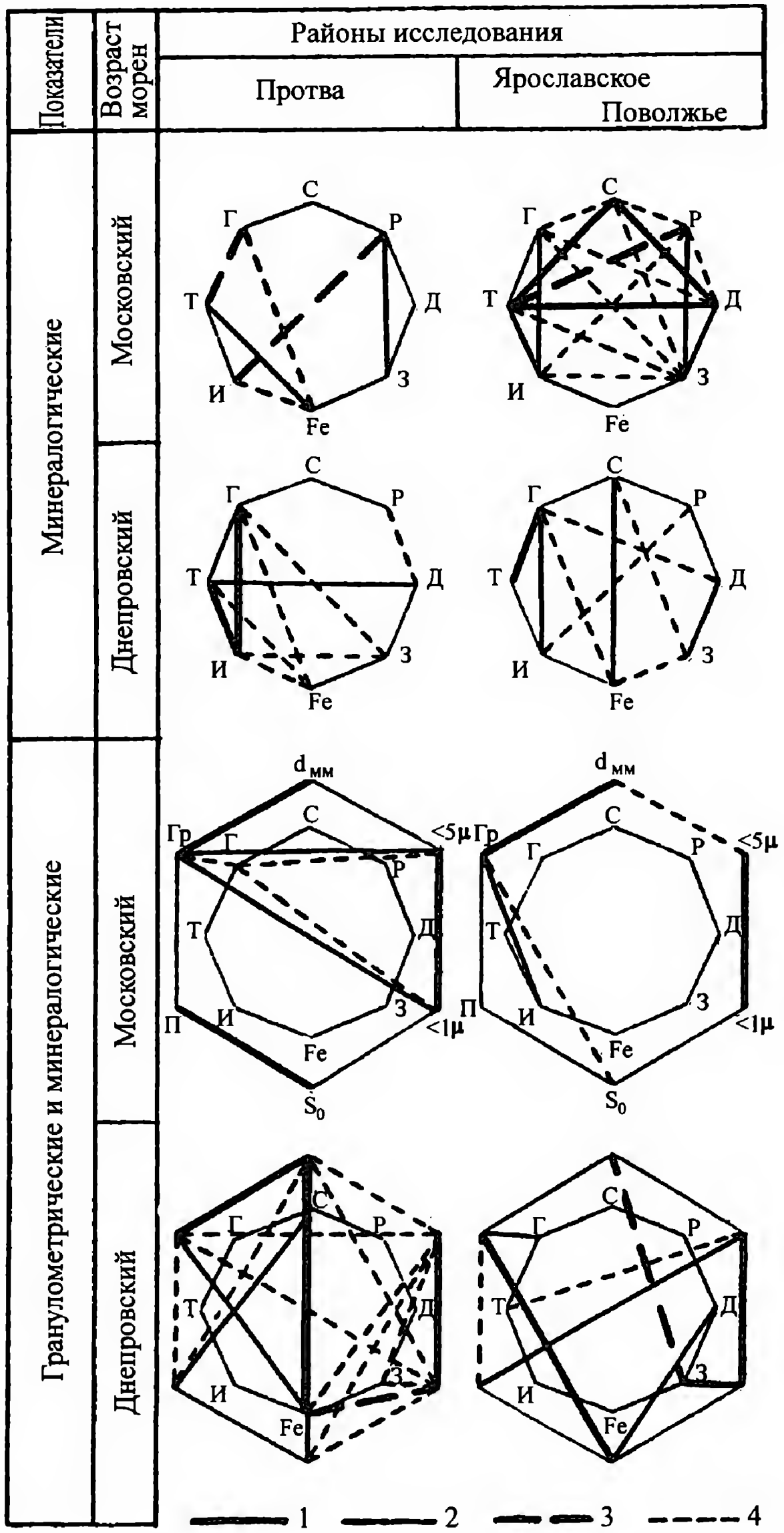


Рис. 4. Структура корреляционных связей между показателями минералогического и гранулометрического состава морен.

Корреляционные связи: 1 – положительные высокие (≥0,7); 2 – положительные слабые (<0,7); 3 – отрицательные высокие (≥0,7); 4 – отрицательные слабые (<0,7). Принятые сокращения: Г – гранат, Р – роговая обманка, Э – эпидот, И – ильменит, Т – турмалин, С – ставролит, Д – дистен, Fe – окислы и гидроокислы железа, Гр – гравий, П – песок, <5μ и <1μ – глина, d мм – средневзвешенный диаметр, S_o – коэффициент сортировки.

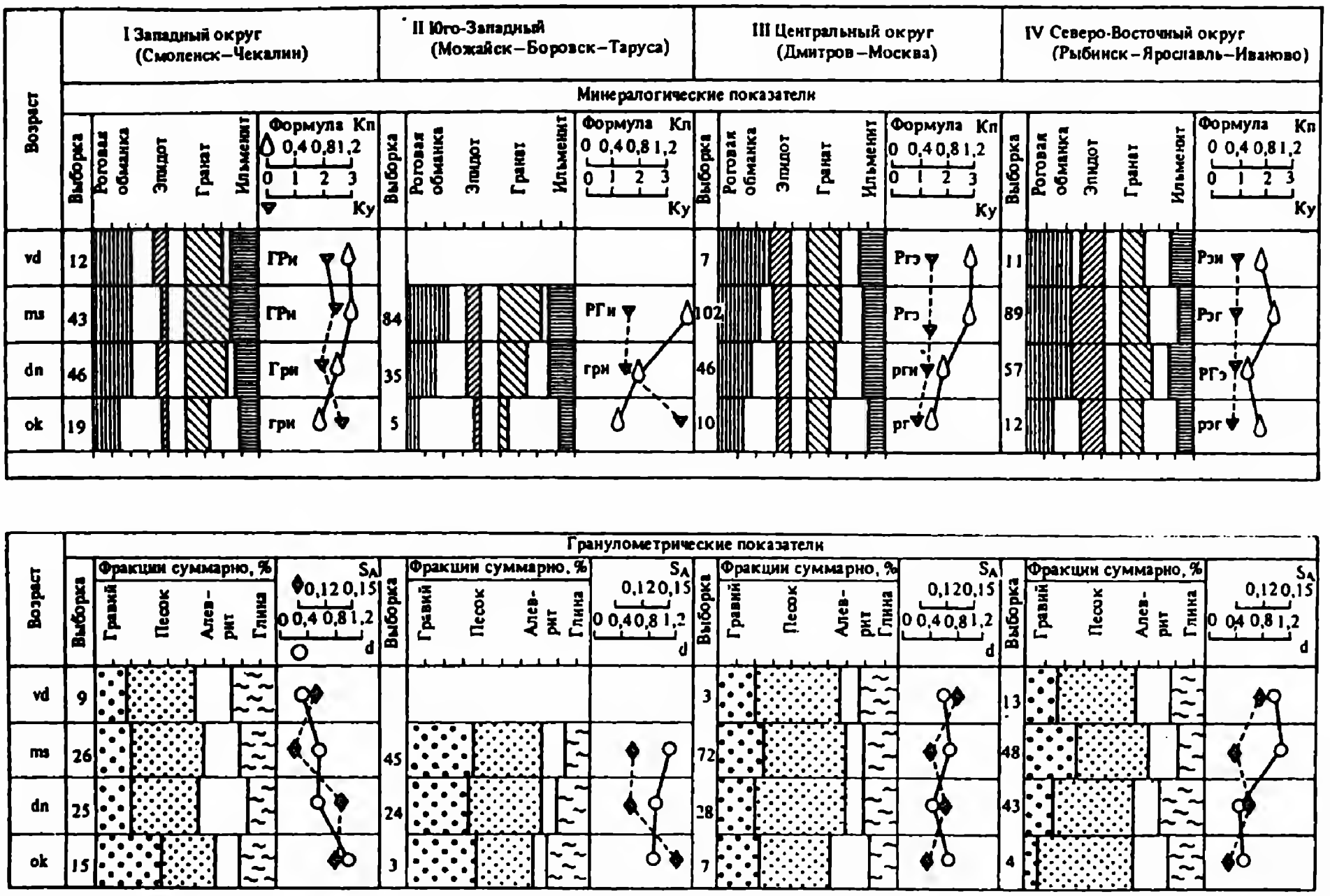


Рис. 5. Пространственно-возрастная структура осредненных показателей минералогического и гранулометрического состава разновозрастных морен Центра Русской равнины.

Округа: I – Смоленско-Московский, II – Боровско-Тарусский, III – Дмитровско-Московский, IV –Ярославско-Ивановский. Возраст морен: V_d – валдайский, M_s – московский, D_n – днепровский, O_k – окский, K_n – коэффициент питающих провинций, K_y – коэффициент устойчивости, d – средневзвешенный диаметр частиц, s_o – коэффициент сортировки. Минералы: г – гранат, р – роговая обманка, и – ильменит, э – эпидот. Заглавные буквы означают, что содержание минерала 20% и более, прописные – менее 20%, но более 10%.

Лессовидные отложения различных геоморфологических уровней отличаются рядом визуальных и аналитических признаков. Это позволяет предположить, что покров лессовидных отложений разновозрастен, и среди них можно выделить позднемосковские, ранне- и поздневалдайские генерации [Разрезы..., 1977]. Приуроченность к озерным депрессиям и наблюдающиеся постепенные фациальные переходы лессовых отложений в типично озерные осадки могут указывать в данном случае на преимущественно озерный генезис этих образований. Большую роль в их формировании на моренной равнине, кроме озерного осадконакопления, имели склоновые и солифлюкционные процессы [Проблемы ..., 2001].

Очевидно, вопрос о происхождении покровных лессовидных суглинков требует тщательного изучения их вещественного состава, расшифровки механизмов доставки, сортировки и преобразования пылеватого карбонатного материала – продукта криолитогенеза. Установленные особенности состава лессовидных пород в сочетании с геоморфологическими условиями залегания толщ позволяют судить об условиях формирования лессовидных отложений в Ярославском Поволжье.

– Наличие таких характерных признаков, как низкая карбонатность, большая глинистость, проявление слоистости и микрослоистости при фациальной неоднородности гранулометрического состава в связи с определенной геоморфологической приуроченностью – могут быть объяснены только с позиций признания здесь преимущественно водной седиментации лессовидных пород.

– Пространственное разнообразие минерального состава, обусловленное частой сменой местных питающих провинций, противоречит существенной роли дальнеприносного материала.

Основная масса лессовидных отложений имеет, несомненно, местное происхождение и унаследована от предшествующих ледниковых аккумуляций. При сравнении лессовидных образований с подстилающими моренными, озерными и другими отложениями обнаруживается качественное сходство минерального состава и тесная связь с местными питающими провинциями [Базилевская, Судакова, 1986].

– Высокая пылеватость, слабая степень преобразования глинистого вещества, криогенные микротекстуры согласуются с представлениями о суровой перигляциальной обстановке периодов интенсивного лессонакопления.

– Ярусность строения лессовидных отложений, отличительные особенности вещественного состава каждой генерации, а также закономерные тенденции его изменения в разрезе свидетельствуют о разновозрастности лессовидных покровов, а, следовательно, и о периодичности лессонакопления в Ярославском Поволжье.

– Все генерации суглинков прошли этап облессования, в котором ведущими процессами были криогенные. Об этом свидетельствуют: увеличение содержания лессовой (0,05–0,01 мм) фракции в верхних 1,5 м разрезов, наличие вторичных структур песчаных частиц (скоплений вокруг пустот и пор, неясно выраженных колец, слоеватости), агрегатов из глинистых и алевритовых частиц, а также армирование пор карбонатами, пелитовый налет на минеральных зернах (по Л.И. Базилевской).

Итак, поэтапное (в процессе транспорта – седиментации – преобразования) приобретение различных признаков и свойств лессовидных суглинков, представляется следующим образом. Основным источником пылеватого материала в перигляциальной зоне, несомненно, являлись обширные по площади аккумуляции остаточных ледниковых и приледниковых бассейнов. Доставляющийся из ледниковой зоны материал разносился по системе проточных озер, сообщавшихся в периоды высоких стояний уровней проливами и протоками. Вероятно, эоловая деятельность в это время принимала большие размеры, способствуя перевеванию пылевато-песчаного материала и его навеванию на гипсометрически приподнятые поверхности. Однако, эоловый агент по доставке дальнеприносного пылеватого материала, как показал минералогический анализ, играл подчиненную роль. Это доказывается тем, что примесь эолового экзотического компонента не смогла затушевать главной закономерности – унаследованности основной минеральной массы лессовидных суглинков от местных питающих провинций. В целом, учитывая специфику самих отложений (условия залегания, текстуры, слабую карбонатность, тесную генетическую связь с подстилающими озерными и флювиогляциальными отложениями), следует, вероятно, водной седиментации отводить решающую роль в выработке характерных свойств лессовидных пород данной территории, в том числе и в те периоды, когда активизировалась эоловая и склоновая деятельность.

В отличие от морен и лессовидных суглинков – ярких представителей зонального типа литогенеза – аллювий служит примером интразональные типа. Однако, как показали наши исследования, сам минеральный состав обнаруживает зональные черты. К сожалению, бытует мнение о том, что изменения минералогического состава на протяжении относительно короткого промежутка времени не поддаются учету в силу относительной медлительности минералообразующих процессов, а также благодаря многообразию факторов, контролирующих формирование аллювиальных фаций. Это суждение основано, скорее, на недостаточной изученности состава четвертичных осадков в данном направлении.

Вопреки укоренившемуся взгляду нами была предпринята попытка проследить изменения в минералогическом составе аллювиальных толщ на протяжении четвертичного этапа осадконакопления по сибирским рекам Алдану, Зее, Илиму, а также некоторым рекам Казахстан и Ферганы. При этом названные выше сомнения можно преодолеть путем использования некоторых специальных приемов исследования. Так, границы сопоставимости состава отложений могут быть расширены, если в качестве руководящих критериев взять сопряженный комплекс в составе терригенных, новообразованных и глинистых минералов, парагенетически связанных между собой, с помощью которых выявляются типичные особенности спектра. Сопоставление большого цифрового материала значительно упрощается при использовании коэффициентов устойчивости (КУ), представляющих собой отношение суммы средних значений устойчивых к сумме средних значений легко разрушающихся минералов в соответствии с их химической и механической стойкостью. Как правило, увеличение КУ до 1 характеризует возросшую интенсивность минералообразования в обстановке более влажного и теплого климата, что подтверждается данными палеоботанического, химического и гранулометрического анализов.

Действительно, минеральные спектры аллювия четвертичного возраста в разных районах отли-

чаются своеобразным составом, что связано со спецификой геолого-геоморфологического строения территории, её тектоническим режимом, геологической историей и ландшафтно-климатическими условиями [Судакова, 1965]. Так, южные, более засушливые районы Забайкалья, Казахстана и Ферганы отличаются специфическим минералогическим составом. Минералогический состав аллювия Ферганы и Казахстана характеризуется великолепной сохранностью терригенного спектра и крайне слабой его сортировкой по устойчивости (КУ = 0,45–0,25). Вторичные и глинистые минералы ассоциируются в резко отличные от более северных территорий комплексы. В отличие от районов с избыточным увлажнением (Нижне-Зейская депрессия) железосодержащие силикаты в условиях обезвоживания выветриваются не так интенсивно. Даже в относительно древних отложениях II и III террас зерна пироксенов, железистых гранатов едва затронуты процессами разрушения. И только в древней коре выветривания можно наблюдать массовые признаки более глубокого разложения минералов. Среди глинистых минералов в лёссовидном аллювии долин Кугарт и Караунгур преобладает бейделлитово-гидрослюдистая ассоциация, сопровождаемая, как правило, характерными вторичными образованиями. Они представлены различными минералами солей и в первую очередь гипсом.

Сравнивая минералогические показатели в различных природных условиях, мы не можем не заметить закономерной тенденции их сменяемости в меридиональном направлении. Таблица иллюстрирует различную интенсивность минералообразующих процессов по схематическому профилю Алдан – Фергана.

Таблица. Зональные изменения КУ, устойчивых, неустойчивых, вторичных минералов в тяжелой фракции русловой фации аллювия, %

Местонахождение	Устойчивые	Неустойчивые	Вторичные	КУ
Долина р. Алдан	27,9	58,5	10,6	0,65
Верхне-Зейская депрессия	33,4	56,1	9,6	0,56
Нижне-Зейская депрессия	36,7	50,4	9,0	1,15
Долина р. Нерчи	40,7	54,2	7,3	0,67
Долина р. Баляги	27,3	66,2	6,4	0,57
Центральный Казахстан	–	–	–	0,45
Ферганская депрессия	–	–	–	0,24

Согласно данным таблицы, тенденция нарастания степени выветрелости спектра и её спад логично увязываются с географической зональностью в целом (рис. 6).

Наибольшей из исследуемых районов трансформацией исходного минерального состава отличается Нижне-Зейская депрессия (НЗД), включающая несколько терригенно-минералогических провинций. Обильные муссонные дожди и высокие температуры в течение большей части года, способствующие развитию богатой растительности, создают здесь благоприятные условия для глубокой биогеохимической сортировки минералов. Широко развитые процессы выщелачивания обломочного материала, лимонитизация железосодержащих разностей и ожелезнение всего осадка в целом приводят к резкому сокращению содержания таких слабоустойчивых минералов, как пироксены, амфиболы, эпидот и др. Биотит, гиперстен, оливин, пирит и некоторые другие железосодержащие минералы почти полностью выпадают из спектра уже в отложениях высокой поймы и I надпойменной террасы. Вследствие этого КУ для НЗД достигают в среднем 0,8–1,2. В условиях поверхностного выветривания в аллювии р. Зеи в качестве одного из характерных вторичных явлений следует назвать процесс видоизменения титансодержащих минералов.

Интенсивность минералообразующих процессов, по данным таблиц и графиков, постепенно ослабевает как к северу (Верхне-Зейская депрессия, Южная Якутия), так и к югу – в направлении засушливых областей Восточного Забайкалья (рис. 6).

Однако при всей региональной индивидуальности минералогические ассоциации четвертичного возраста имеют общие сближающие их закономерности и тенденции развития, которые выявляются с помощью парагенетических минералогических комплексов.

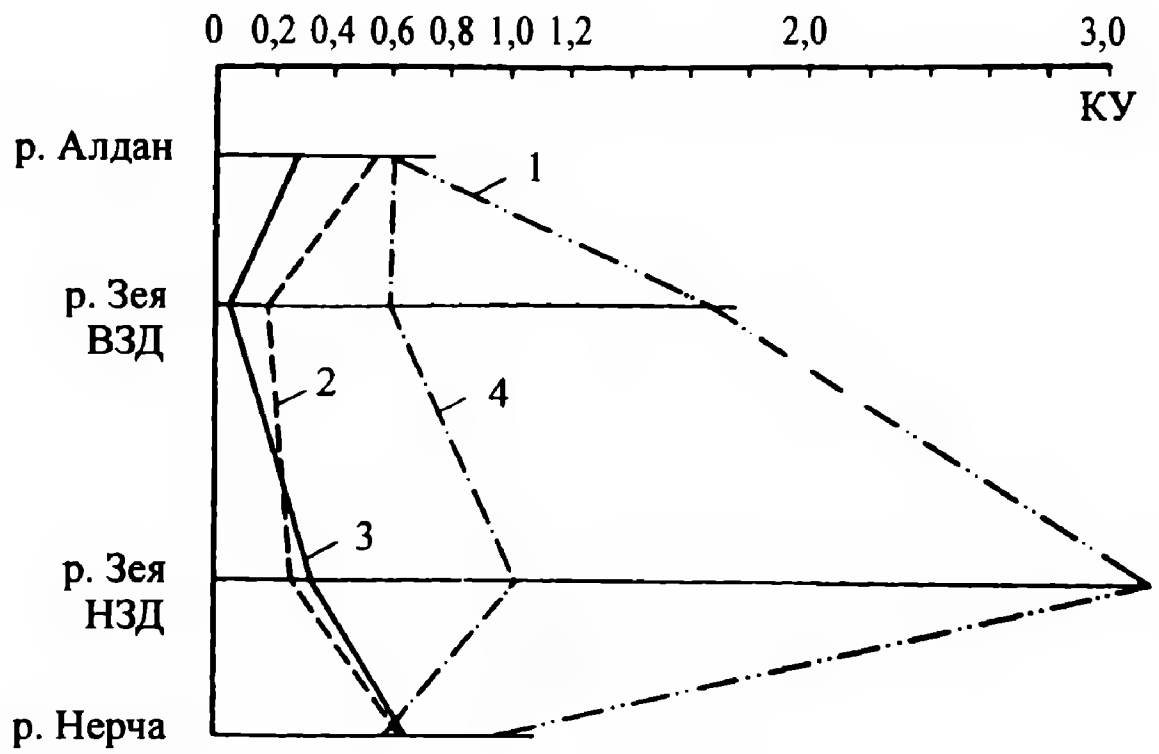


Рис. 6. Зональные изменения показателей устойчивости (КУ) минералогического состава аллювия по эпохам террасообразования.

Осредненные значения КУ: 1 – по IV террасе, 2 – по III террасе, 3 - по II террасе, V – по I террасе.

Анализ более чем 2000 образцов, отобранных из аллювия рек в разнообразных природных условиях, выявляет существенные изменения минералогического состава, происшедшие с момента заложения современных долин, и вскрывает следующие особенности их эволюции:

Направленность в перестройке спектров, связанную с похолоданием и нарастанием континентальности климата за последний миллион лет.

Ритмичную изменчивость, обусловленную колебаниями климата.

В случае постоянства во времени питающих и терригенно-минералогических провинций минеральные спектры террас рек Зеи, Алдана, Нерчи и др. по мере омоложения отложений обнаруживают в целом тенденцию к обогащению слабо устойчивыми компонентами. Начиная с этапа формирования II террасы крупных рек Восточной Сибири, в молодых речных осадках появляются и хорошо сохраняются экзотические для каждого из районов нестойкие разности, такие, как биотит, сульфиды, гиперстен и т.п., свидетельствующие о слабой дифференциации спектра по устойчивости в обстановке, благоприятной для оптимальной сохранности минеральных зерен. Качественный состав глинистых и вторичных образований также указывает на снижение интенсивности выветривания в этом направлении.

Наряду с характерной первичной сортировкой минеральных частиц с возрастом аллювия увеличивается степень вторичной измененности осадка и разрушенности минералов. Вторичная лейкоксенизация, мало связанная с периодическими колебаниями состава, также имеет прямую связь с возрастом. Следовательно, минералогический состав четвертичного аллювия эволюционирует не только в связи с первичной сортировкой, но в известной мере зависит от вторичной перегруппировки спектра.

Необратимые изменения имеют количественное выражение. Только за время формирования серии четвертичных террас названных районов, т.е. за последний миллион лет, суммарное содержание неустойчивых минералов по нашим подсчетам увеличилось в среднем в 2,9 раза, в то время как по А.Б. Ронову эта же величина за 800-миллионную историю Русской платформы составила примерно 30. Другими словами, темп эволюции минерального состава в четвертичную эпоху значительно возрос по сравнению с предшествующей геологической историей.

На фоне направленных изменений в минералогическом составе четвертичных террас Зеи, Алдана, Илима и др. четко прослеживаются несколько крупных перегруппировок минеральных компонентов, отвечающих, соответствующим климатическим ритмам. Количественными показателями интенсивности выветривания могут служить коэффициенты устойчивости – КУ спектра (рис. 6).

Для 80-и 25-метового террасовых уровней р. Зеи, III и IV террас р. Алдана характерно разубоживание спектра слабо устойчивыми видами, что сочетается с высокими коэффициентами устойчивости; наблюдается глубокое выветривание всех составных частей спектра с образованием вторичных модификаций железистых и титанистых минералов, накопления глинистых образо-

ваний из группы каолинита. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, глубокое выветривание минералов протекало на фоне распространения теплолюбивых смешанных лесов.

Этапы с интенсивным минералообразованием чередуются с эпохами, отличавшимися хорошей сохранностью минералов и слабой измененностью осадка (III и II террасы р. Зеи, II террасы р. Алдана). Характерные черты минералогического строения ассоциируются с холодолюбивой растительностью тундрового типа.

Итак, с помощью парагенетических ассоциаций минералов в развитии четвертичных осадочных толщ Восточной Сибири и районов, тяготеющих к Дальневосточному краю, устанавливаются явные ритмы различной интенсивности выветривания, отвечающих этапам похолодания и потепления. Особенности возрастных перегруппировок минералогического состава очень рельефно рисуют кривые КУ, в которых сведено все цифровое многообразие изученных разрезов (рис. 6). Причем, черты зонального минералогического строения прослеживаются по всем аллювиальным циклам четвертичного осадконакопления, тогда как в развитии возрастных комплексов некоторых районов имеются свои специфические особенности.

Примечательно, что в тектонически-активном засушливом районе Ферганы развитие минералогического спектра в четвертичный период характеризуется той же особенностью, что и в платформенном Казахстане, а именно: чем древнее осадок, тем более стойкий состав он имеет. Кривые КУ очень наглядно воспроизводят направленное развитие спектров этих районов.

Сопоставление фактического материала по аллювию позволяет рассматривать их минералогические комплексы как весьма подвижные зависимые от условий системы, поскольку они четко отражают черты зонального различия минералогического состава и одновременно определенную его эволюцию в течение четвертичных эпох осадкообразования. Наряду с поступательным развитием минералогического состава, удается подметить ряд крупных ритмов минералообразования, которые соответствуют периодическим колебаниям климата. Таким образом, минералогические ассоциации ясно отражают изменения условий осадконакопления в течение квартера. В связи с этим суждение о неприменимости минералогического анализа к расчленению четвертичной толщи аллювия нельзя принять состоятельным. Выявленные специфические особенности минералогических ассоциаций аллювия открывают возможность широкого их использования в стратиграфических и палеогеографических целях.

Итак, проводимые исследования выявляют весомый вклад литологии в решение актуальных стратиграфических и палеогеографических задач, таких как: диагностика и корреляция разновозрастных комплексов плейстоценовых отложений, воссоздание структуры, динамики и границ распространения ледниковых покровов. Литологические методы способствуют выяснению вопросов генетической идентификации отложений, оценки геологической наследственности их состава. Особенно показательны достижения минералогического и петрографического анализов в расследовании источников сноса и транзита потоков вещества в ледниковых и бассейновых литосистемах.

Анализ установленных тенденций развития литогенеза положен в основу теоретических обобщений. В этой связи важное теоретическое и практическое значение приобретает выдвигаемая палеогеографическая концепция плейстоценового литогенеза, согласно которой литогенная основа рассматривается как развивающаяся в пространстве и во времени целостная литосистема со свойственными ей проявляющимися палеогеографическими закономерностями. Корректное использование закономерной изменчивости состава отложений в зависимости от смены обстановки литогенеза может служить обоснованием правомерности фациально-генетической, провинциально-геологической и ландшафтно-климатической интерпретации литолого-минералогического их состава, что необходимо для эффективных палеогеографических реконструкций.

Литература

Андреичева Л.Н. Основные морены европейского Северо-востока России и их литостратиграфическое значение. С-Пб.: Наука,1992. 125 с.

Андреичева Л.Н., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Среднеплейстоценовые морены Севера и Центра Русской равнины. Екатеринбург, 1997. 83 с.

Астапова С.Д. Особенности вещественного состава морен Белоруссии // Вещественный состав основных морен. М., 1978. С. 109–117

Базилевская Л.И., Судакова Н.Г. Зависимость литологии лессов от подстилающих пород в Центре России // Вестн. МГУ. Серия 5. геогр., 1986. № 1. С. 68–74.

Бардин В.И., Судакова Н.Г. Особенности вещественного состава морен Антарктиды // Вещественный состав основных морен. М., 1978. С. 117–126.

Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. – М.-Л.: Изд-во АНСССР, 1947. 335 с.

Итоги науки и техники. Палеогеография, т. 4. М.: Изд-во ВИНИТИ, 1987. 186 с.

Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитолосфере. Новосибирск: Наука, 1981. 197 с.

Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. М.: Высшая школа, 1971. 367 с.

Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 235 с.

Лаврушин Ю.А. Некоторые общие вопросы моренного седиментогенеза // Процессы континентального литогенеза. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 350. М., 1980. С.123–135.

*Лаврушин Ю.*А., *Ренгартен Н.В.* Основные черты ледового типа литогенеза // Литология и полезные ископаемые, 1974, № 6. С. 21–32.

Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. Отв. ред. А.А. Величко, М., 1997. – 140 с.

Марков К.К. Палеогеография. М.: Изд-во МГУ, 1960. 268 с.

Новейшие отложения и палеогеография Окско-Донской древнеледниковой зоны. Смоленск: Изд-во "Маджента", 2004. 120 с.

Попов А.И. Криолитогенез и его место в системе литогенеза // Проблемы криолитогенеза. Вып. 85. М., 1979, С. 7–26.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. – М., ГЕОС, 2001. 159 с.

Разрез новейших отложений Мамонтова Гора / Под ред. Акад. *Маркова К.К.* М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1973. 198 с.

Разрезы отложений ледниковых районов Русской равнины / Под ред. акад. *Маркова К.К.* М.: Изд-во МГУ, 1977. 198 с.

Ренгартен Н.В. Критерии реконструкции климата антропогена. Автореф. дисс. … докт. г.-м. наук М., 1971. 52 с.

Руководство по изучению новейших отложений. М.: Изд-во МГУ, 1976. 310 с.

Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 1973. 176 с.

Серебрянный Л.Р., Орлов А.В., Сомина О.Н. и др. Морены – источник гляциологической информации. М.: Наука, 1989. 236 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

Судакова Н.Г. Особенности минералогических ассоциаций четвертичного аллювия. Автореф. дисс …. канд. геогр. наук. М., 1965. – 20 с.

Судакова Н.Г. Лессовидные суглинки долины реки Алдан // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, Сб.1, М.: Изд-во Моск. Ун-та, М., 1969, С. 41-62.

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1990. 159 с.

Судакова Н.Г. Литогенная основа палеогеографических исследований // В кн.: Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 11–35.

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности плейстоценового морфолитогенеза как основа природных изменений // В кн.: Структура, динамика и эволюция природных геосистем. Т. I. М.: Изд-во "Городеи", 2004. С. 513–537.

Судакова Н.Г., Базилевская Л.И. Особенности лессовидных образований Ярославского Поволжья.- Изв. АН СССР, сер. геогр. №5. 1976. С. 90–98.

Четвертичные оледенения на территории СССР / Отв. Ред. *Величко А.А, Исаева Л.Л., Фаустова М.А.* М.: Наука, 1987. 127 с.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. – Тр. ГИН АН СССР, 1966. Вып. 161. 239 с.

Sudakova N.G., Faustova M.A., Nemtsova G.M. etc // Glacial deposits in North-East Europe. Rotterdam brookfield, 1995/ Russia. P. 161–213/

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 66, 2005 г.

БИОЦЕНОЗЫ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР МОРЕЙ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ КАК ИНДИКАТОР ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ БАССЕЙНОВ МИКУЛИНСКОГО ВРЕМЕНИ

И.М. Хорева

В настоящее время в науке о четвертичном периоде одной из важных проблем является выявление крупных и мелких глобальных климатических изменений, их скорости и характер воздействия на окружающую среду, включая биоту, которая чрезвычайно чутко реагирует на все изменения климата.

Бентосные фораминиферы – одна из наиболее распространенных групп морских организмов в плейстоценовых отложениях северной Евразии. Знание закономерностей распределения этих фораминифер дает возможность более правильно и более полно использовать ископаемые биоценозы при палеоэкологических исследованиях.

Под биоценозом понимается совокупность совместно обитающих микроорганизмов, населяющих однородный участок биосферы и характеризующихся определенными отношениями как между собой, так и с абиотическими факторами среды.

Микулинское время – это самое начало верхнего плейстоцена, возрастной диапазон – 135(120) – 95(75) тыс. лет тому назад. Это 5 кислородно-изотопная стадия. Эта эпоха соответствует эемскому межледниковью Западной Европы и сангамонскому Северной Америки.

При написании работы, кроме личных материалов, были использованы литературные источники, привлечение которых необходимо при исследованиях подобного рода.

Фораминиферы отбирались из отложений естественных разрезов. Большая часть фораминифер изучалась из образцов, отобранных из скважин.

В каждом из регионов осадки этого времени имеют свои особенности и свои местные названия.

Так на крайнем северо-востоке России на Чукотском полуострове, на о. Карагинском, на о. Беринга, на восточном берегу полуострова Камчатки – это валькатленские и аттарманские слои, слагающие террасу высотой порядка 20–35 м. Терраса сложена главным образом галечниками, песками, суглинками. Мощность осадков до 35 м. В этих отложениях обнаружена достаточно разнообразная и богатая ассоциация фораминифер.

Все раковины хорошей сохранности. Раковины известковых фораминифер белого цвета, фарфоровидные, часто прозрачные. По своей сохранности они очень близки к современным фораминиферам. Найдены как известковые фораминиферы – *Elphidiella recens, E. urbana, E. groenlandica, Elphidium excavatum, Portelphidium orbiculare, Buccella frigida, B. inusitata, Cibicides lobatulus, C. rotundatus, Oolina costata, Fissurina marginata, Nonionellina labradorica, Cribrononion incertus, Cribroelphidium goesi, Cassidulina translucens,* а также песчаные: *Recurvoides contortus sublittoralis, Reophax* curtus, Rhabdammina abyssorum, *Ammotium cas sis, Ammotium gl obus, Trochammina inflata*. Прежд всего обращает на себя внимание присутствие бореальных видов – *Elphidium excavatum, Bulimina marginata*, которые не были обнаружены ни в более древних (нижне- и среднеплейстоценовых), ни в современных отложениях этого региона. Нельзя не отметить отсутствие такого широко распространенного вида как *Retroelphidium subclavatum*. В этих отложениях найден новый вид *Elephidella urbana*, который свойственен именно этим осадкам. Обращает на себя внимание присутствие песчаных форм. Х.М. Саидова отмечала, что аналогичный комплекс содержится в отложениях, свойственных сангамону, а в отложениях висконсина песчаные формы отсутствуют [Саидова, 1964]. Группа тепловодных форм составляет 20%.

В настоящее время намечается реальная возможность расчленения отложений, соответствующих началу позднего плейстоцена, на две части. В низах разрезов ассоциация, как правило, небогатая, но уже заметно отличающаяся (набором видов). А вот в вышележащих отложениях она значительно богаче и разнообразнее по систематическому составу.

Полученные материалы свидетельствуют об условиях обитания этих фораминифер на глубинах от 50 до 100 м с положительными придонными температурами и нормальной соленостью до 33%. Следует также не забывать об условиях, неблагоприятных для обитания представителей арктической фауны в морском бассейне начала позднего плейстоцена.

Уровень моря поднимался на 30–35 м. В период регрессии, наступившей после этого, уровень моря понизился. По-видимому, именно в это время п-ов Южный соединился с о. Карагинским и остров приобрел современные очертания. Для этого времени имеется много данных, свидетельствующих о соединении Азии с Америкой [Хорева, 1988].

Разрез верхнего плейстоцена на севере Сибири начинается казанцевскими слоями. Фораминиферы из казанцевских отложений изучены из стратотипических разрезов на правобережье р. Енисей и из обнажений в западной части Таймырской низменности и др. [Гудина, 1976].

Казанцевские отложения представлены песками, песчано-алевритовыми глинами и суглинками с гравийно-галечным материалом. Мощность этих отложений от 10 до 60 м. В них содержится большое количество палеонтологических остатков. Фораминиферы встречаются от нескольких сотен до нескольких тысяч экземпляров бентосных видов, преимущественно с известковой раковиной. Раковинки хорошей сохранности. Впервые в разрезе плейстоцена появляются *Elphidium boreale, E. propinqum, E. excavatum, E. hyalinum, Quinqueloculina arctica, Q. agglutinata, Q. oviformis, Q. deplanata, Buccella inusitata, Descorbis deplanatus, Cassidulina laevigata, Elphidiella arctica* и др. Характерной чертой фораминифер является более крупный размер раковин некоторых видов по сравнению с теми же формами из доказанцевских отложений. Обилие фораминифер и разнообразный их видовой состав сближают данную ассоциацию с комплексом зоны *Miliolinella pyriformis*. Отличие состоит в доминирующей роли эльфидиид и нонионид, тогда как в нижележащих осадках наряду с этими же формами в большом количестве содержатся исландиеллы и кассиддулины. Здесь обнаружено 8 бореальных видов и 17 аркто-бореальных. Кроме того, один лузитано-бореальный – Elphidium excavatum. Группировка тепловодных форм составляет 67%. На остальные 33% приходятся арктические и бореально-арктические. Комплекс в целом аркто-бореальный.

Здесь же на север Сибири Л.К. Левчук выделена ассоциация фораминифер, соответствующая максимуму казанцевской трансгрессии, в которой доминируют эльфидииды (*Retroelphidium propinquum, R. boreale, R. atlanticum, Cribroelphidium granatum, Cr . goesi goesi, Haynes ina magna, реже Retroelphidium hyalinum*), менее обильны букцеллы (*Buccella depressa, B. troitzkyi, B. inusitata*), нонионид (*Cribrononion incertus*) и др. [Левчук, 1984].

Все местные комплексы фораминифер рассматриваемых отложений аркто-бореальные. По содержанию тепловодного элемента заметно превосходят рецентные ценозы шельфовых морей севера Евразии. Палеогеографический тип комплекса межледниковый. Условия обитания характеризовались глубинами от 50 м до 100 м, соленостью от 30 до 34%, положительными температурами придонных вод [Гудина, 1976].

На европейском Севере России еще ранее были выделены кейнмусюрские слои (в бассейне р. Печоры) [Загорская и др., 1969] с соответствующей ассоциацией фораминифер. Осадки представлены песчаными глинами, плотными с рассеянными обломочным материалом. Мощность отложений до 50 м. В этих осадках встречено большое количество фораминифер. До 600 экземпляров в северных районах и до 200 в более южных. Число видов в отдельных образцах свыше 10, а иногда достигает 22–24.

Всего обнаружено 66 видов. Из них 38 арктическо-бореальные. Они составляют 66% комплекса. Половина из них бореальные (1/3 от общего числа, а в сибирских комплексах 1/4). Арктические и бореально-арктические формы составляют 34%. В целом комплекс бореального типа. Осадки накапливались на глубинах 50–100 м. Соленость близка к нормальной – 33–34% [Гудина, 1976].

В последние десятилетия довольно интенсивно изучаются фораминиферы из отложений европейского Севера России, в частности, это касается прежде всего фораминифер из микулинских осадков.

На Кольском п-ове автором были изучены фораминиферы из отложений в низовьях р. Варзуги (в 25 км выше устья). Из глин, обнажающихся от уреза воды до высоты 2–3 м, найдены раковинки бентосных фораминифер: *Cribroelphidium goesi, Retroelphidium boreale, Islandiella islandica, Cassidulina sabacuta, Planocassidulina norcrossi, Cassandra teretis, Lagena sulcata, L. gracilima, Fissurina laevigata, F. marginata, Discorbis punctulatus, Buccella frigida, B. inusitata, Trifarina angulosa, Dentalina baggi, Guttulina lacteal, Cibicides rotundatus, Sigmomorphina undulosa, Protelphidium orbiculare, Quinquelocu-*

lina arctica. Фораминиферы найдены во всех образах. Во всех образцах доминирует один и тот же вид *Cribroelphidium goesi*. Общее количество видов насчитывается 20. Ассоциация представлена в основном эльфидиидами, кассидулинидами и исландикллидами. Ассоциация арктическо-бореальная. Группы тепловодных форм превышают холодноводную и составляют 60%. Соотношение эвригалинных и стеногалинных форм позволяет говорить о нормальной или слегка пониженности солености. Отложения накапливались в условиях с положительными придонными температурами.

Определения возраста этих осадков трактовались по-разному. Полученные нами материалы свидетельствуют о более благоприятной, чем современная, климатической обстановке, что характерно для начала верхнего плейстоцена всего северного побережья Евразии.

Интеерсный и наиболее полный разрез наблюдался в скважине на побережье Горла Белого моря, где отложения залегают между разновозрастными моренами (по-видимому, между московской и валдайской). Здесь обнаружены секреционные фораминиферы: *Retroelphidium boreale, R. propinquum, R. excavatum, Protelphidium orbiculare, Cribroelphidium goesi, Cr. granatum, Elphidiella tumida, El. groenlandica, Buccella depressa, B. frigida, Pseudopolymorphina novangliae, Sigmomorphina undulosa, Alabaminoides mitis, Planocassidulina norcrossi, Cassidulina subacuta и агглютинированные Rhabdammina sp.*

Во всех образцах преобладают эльфидииды. Группа тепловодных видов достигает 62%. Комплекс фораминифер арктическо-бореальный. Можно говорить о довольно мелководных условиях накопления отложений с положительными температурами придонных вод. Соленость могла быть несколько пониженной.

Достаточно хорошо изучены и фаунистически охарактеризованы аналогичные отложения в Архангельской области. Выделенные из отложений комплексы фораминифер относятся к арктическо-бореальному типу. Систематический состав фораминифер позволяет считать, что отложения накапливались в достаточно мелководном бассейне с нормальной соленостью и хорошей циркуляцией вод. Очевидно, эту ассоциацию фораминифер можно назвать беломорским комплексом.

Начиная с 80-х годов, стало массовым донное опробование в Баренцевом море. Большой интерес представляют материалы, полученные на Печорском мелководье, где было пробурено несколько скважин. Всеми скважинами вскрыт однотипный разрез [Онищенко, Бондарев, 1988].

В Европе изучены фораминиферы из эемских отложений Шлезвиг-Гольштейна. Найден 61 вид. Самое широкое распространение имеет новый вид *Elphidium sp.* A. van Voorthuysen. Присутствие в нижних частях разреза видов *Elphidium bartletti* и *Elphidium orbiculare* и отсутствие их в верхах разреза свидетельствуют об изменении температурных условий бассейна от высокобореальных до современных в южной части Северного моря [Lafrenz, 1963],

В эемских осадках имеется ряд видов, которые отсутствуют как в нижележащих отложениях, так и в современных бассейнах (*Elphidium sp. A. van Voorthuysen, Nonion niveum Lafrenz, Elphidium ditmeri Lafrenz*), которые приурочены главным образом к верхним частям разреза. Следует отметить, что основу этой ассоциации фораминифер составляют эльфидииды. И новые виды появляются среди эльфидиид (табл. 1).

В Нидерландах в эемских морских отложениях найдены фораминиферы. Широко распространены различные виды родов *Nonion, Elphidium, Quinqueloculina*, а также *Streblus beccari, Buccella frigida и др.* [Voorthuysen, 1957].

На всем северном протяжении Евразии в самом начале верхнего плейстоцена наступило межледниковье, охарактеризованное фаунистически. Для этого времени установлен межледниковый тип комплекса фораминифер. Для него свойственны:

1. Разнообразие систематического состава;
2. Преобладание эльфидиид;
3. Появление новых видов;
4. Обилие фораминифер в каждом образце, пустых образцов почти нет;
5. Раковины хорошей сохранности, крупных размеров, часто фарфоровидыне.

Все местные рассматриваемые комплексы фораминифер тепловодные. По содержанию тепловодного элемента они заметно превосходят современные ассоциации шельфовых морей севера Евразии. Условия их обитания характеризовались глубинами от 50 (иногда меньше) до 100 м. Соленость близка к нормальной (33–43%) или несколько понижена (30–32%), Температура придонных вод была положительной (3–4°С). Европейские комплексы все бореальные, а сибирские и чукотско-камчатские – арктo-бореальные. По составу отложений и характеру фауны устанавливается морской генезис осадков, накопившихся в условиях одного из самых теплых межледниковий в четвертичной истории Земли.

Таблица 1.Распространение важнейших видов фораминифер в эемских отложениях Шлезвиг-Гольштейна

Вид	ЭЕМ		
	Северное море (юг)	Балтийское море (запад)	Амерсфорт
Guttulina austrica	+	+	-
Nonion depressulum	+	+	+
N. pauciloculum albiumbilicatum	+	+	+
N. niveum n. sp.	-	+	-
Buccella frigida	+	+	+
Elphidium bartletti	+	+	-
E. excavatum	+	+	-
E. garthi	+	+	+
E. incertum	+	+	-
E. magellanicum	+	+	-
E. margaritaceum	+	+	+
E. orbiculare	+	+	-
E. selseyense	+	+	+
E. subarcticum	-	-	-
E. voorthuyseni	+	-	+
E. sp. A van Voorthuysen, 1958	+	+	+
E. dittmeri n. sp.	+	+	-
E. gunteri	+	+	+
Streblus batavus	+	+	+

Литература

Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера Сибири. Новосибирск: Наука, 1976. 126 с.

Онищенко С.В., Бондарев В.Н. Стратиграфия и палеогеографические особеннсоти разрезов Печороморского мелководья. Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. М.: Наука, 1988. С. 142–150.

Саидова Х.М. Распределение донных фораминифер и стратиграфия осадков в северо-восточной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1964. Т. 68. С. 48–56.

Хорева И.М. Фораминиферы антропогена северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука. 1988. 102 с.

Lafrenz H. Foraminiferen aus dem marinen Riss-Würm Interglazial (Eem) in Schleswig-Holstein // Meyniana. 1963. Bd. 13. S. 10–46.

Lafrenz H., Woszidlo H. Wichtige Foraminiferen aus dem Holstein- und dem Eem-Interglazial Schleswig-Holstein und ihre ökologische Auswertung // Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein. 1963. Bd. 34. S. 106–115.

Voorthuysen I.H. Foraminifera aus dem Eemien (Riss-Würm Interglacial) in der Bohrung Amersfoort I (Locus typicus). Ibid. 1957. N 11. S. 27–39.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 66, 2005 г.

ЛИНЕЙНАЯ И АРЕАЛЬНАЯ ДЕСТРУКЦИЯ АРИДНЫХ РАВНИН ДОРОЖНЫМИ СЕТЯМИ И ВОЙНАМИ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

В.П. Чичагов

В предлагаемой статье выносится на обсуждение новая научная проблема - проблема разрушения аридных равнин сетями грунтовых дорог в мирные и военные эпохи и века в позднем голоцене.

Объект исследований – дорожная инфраструктура: грунтовые дороги, пути, тропинки и прочие линейные нарушения разного происхождения, а также районы военных сражений и пути перемещений войск. При достижении определенной плотности вызываемые ими линейные нарушения сетевого характера трансформируются в ареальные. Равнины издревле испытывали наибольшие военные нагрузки, были аренами войн.

Исследования проводятся в пределах обширного аридного афро-азиатского пояса преимущественно методами дистанционного зондирования и полевыми на территории аридных равнин Калмыкии, Монголии, Джунгарии и Казахстана.

Исходным рубежом является бронзовый век, начиная с которого закладывались основы каркаса современного этноса, бурно развивались древние цивилизации Древнего и Среднего Царств Египта, Месопотамии, Индии и Китая; протекали активные миграционные процессы, формировалась и перестраивалась дорожная инфраструктура, постоянными были войны.

В пределах изучаемого аридного пояса распространены крупнейшие платформенные северо-африканские и аравийские равнины, Пакистана и Индии, Средней и Центральной Азии, многочисленные межгорные, приморские и прочие равнины. Их освоение, использование и разрушение человеком проходило в условиях постоянно менявшейся природной среды в результате смены климатических условий и региональных изменений.

Мы познакомились с историей развития и функционирования дорожной сети и войн, в пределах изучаемых территорий с завоевательных походов финикийцев в 3–2 тысячелетиях до н.э. до наших дней, в отдельных областях восстановили древнюю дорожную сеть и характер исходной природной среды.

Во все времена войны велись на равнинах, нередко освоенных и населенным человеком, так что судьбы равнин и войн неразделимы. В военных целях преимущественно использовались обширные открытые, более или менее одновысотные, с размахом высот в несколько десятков метров равнины платформенного типа и замкнутые, локальные равнины межгорных впадин с амплитудами высот в несколько сот метров.

Анализ строения четвертичных отложений и данных дешифрирования космических и аэрофотоснимков показывает, что для крупных битв и сражений предпочтительнее были участки плоских, полого-волнистых, волнисто-увалистых и полого-холмистых равнин, сложенных преимущественно щебнистыми, гравийными, песчаными, песчано-глинистыми и глинистыми отложениями; весьма удобным было соседство полей сражений с массивами лесной и кустарниковой растительности как укрытий для резервов, штабов, боеприпасов, провианта, перевязочных пунктов, создания наблюдательных пунктов и проч.; заманчивым – близость к реке для прикрытия одного фланга; близость моря или крупного озера для быстрого отхода войск. Условия рельефа крупных равнин обеспечивали известную свободу военных операций, но нередко обрекали отступавшие войска на полный разгром.

Равнины межгорных впадин характеризовались более расчлененным и разнообразным равнинным, холмистым, мелкосопочным рельефом, бедлендом, обилием рек и их сухих притоков, соседством с крутыми и высокими склонами гор и участками смежных узких ущелий. Характер войн здесь был существенно другим, применялась иная тактика, многократно возрастала роль рельефа и растительности в решении исхода битв; нередко удобными для внезапных нападений, засад, укрытия резервов и прикрытия путей отступления оказывались ущелья.

По характеру и интенсивности воздействия на природную среду и рельеф аридных равнин, особенностям стратегии и тактики, участию разных родов войск, применению оружия разной силы и ряду других признаков различаются

три военных эпохи: древнейшая – до VII в. до н.э., когда войны представляли неорганизованные стычки и в сражениях все воины воевали против всех; основная – ее можно условно назвать «эпохой фаланги» – с VII в. до н.э. до середины XIX в. н. э., когда закладывались основы тактики, наступление велось сомкнутым строем пехоты и роль артиллерии постепенно увеличивалась, и новейшая – с середины XIX в. по наши дни, когда военная наука достигла значительного развития, тактика претерпела значительные усовершенствования и была создана стратегия, в военных операциях взаимодействовали все роды войск. При этом, если площади завоеванных территорий и театров военных действий были практически одного порядка, то глубина фронтов и связанные с ней разрушения природной среды и поверхности аридных равнин с конца XIX в. возрастали многократно.

Основные виды катастрофических военных разрушений аридных равнин на протяжении всей их эволюции сводились к вытаптыванию, выбиванию и разрушению поверхности, сведению растительного покрова, созданию различных фортификационных сооружений (начиная со строительства древнеримских лагерей), нарушению русел рек и водных источников, разрушению населенных пунктов, ирригационных сетей и уничтожению сельскохозяйственных угодий, нарушению и частичной ликвидации инфрасруктуры – мостов, отдельных путей и многому другому.

Анализ материалов по военной историографии показывает, что аридные равнины по сравнению с равнинами гумидных областей прошли наиболее долгий путь разрушения войнами. Наиболее катастрофические последствия войн в аридных областях приводили к мощным вспышкам дефляции, эрозии, суффозии и других разрушительных рельефообразующих процессов; в условиях климатического опустынивания – к смене ландшафтов и к существенному изменению геологического и геоморфологического строения равнин. В пределах отдельных регионов - Средней Азии, Двуречья, Малой Азии и области Плодородного Полумесяца, Синая, Египта, Северной Африки и др. на протяжении нескольких тысячелетий разрушалась первичная природа, стирались с лица земли оросительные и ирригационные системы, портились реки и озера, уничтожались леса, природа становилась другой и площади равнин, способных к естественно регенерации, резко сократились. Так на смену некогда покрытой оросительными системами, цветущей Южной Аравии (может быть это была богатейшая библейская страна Офир?) пришли песчаные моря.

Веками функционировавшие и многократно разрушавшиеся во время войн ирригационные системы Среднего Востока, противостоявшие региональной аридизации, были окончательно уничтожены в эпоху Чингисхана и больше не возродились; с тех пор здесь воцарилась пустыня.

Великие равнины древнего Баграда – долина р. Меджерды в Северной Африке были ареной постоянных войн: завоеваний Финикии и Древнего Египта, многочисленных сражений и боев армий Древнего Рима и Карфагена (огромные разрушения нанесла дуэль Ганнибала и Сципиона в районе Наррагара – Зама в 203–202 гг. до н.э., описанная античным писателем и участником боев Аппианом), Рима (Гай Марий) с нумидийцами в 111 г. до н.э. и др., наконец, затяжные бои Второй мировой войны с применением тяжелой техники немецких войск Э. Роммеля с английскими Б. Монтгомери и американскими Д. Эйзенхауэра в 1940–1942 гг.

Анализ космических материалов и наземной съемки позволяет судить о весьма значительном вкладе военных операций в разрушение природной среды этой области, сведении первичной растительности, резком сокращении и деформации речной и озерной сети, засыпании песками водных источников, нарушении дорожных сетей, общей интенсификации антропогенного опустынивания и превращении северо-африканской саванны в песчано-глинистую антропогенную пустыню.

Войны приводили к созданию двух типов рельефа: участков выбитых антропогенных равнин и расчлененного антропогенного рельефа: расчлененных эрозией и дефляцией равнин, участков бедленда, реже мелкосопочника и холмов. На отдельных участках сложенных песками равнин создавались перерывы в осадконакоплении.

Анализ роли военных событий в разрушении аридных равнин показывает: 1. Войны и военные операции сыграли весьма значительную роль в разрушении природной среды и рельефа аридных областей Афразии на протяжении последних 5–4 тыс. лет. 2. Начиная с бронзового века здесь была создана и устойчиво функционировала сложная дорожная инфраструктура, которая отличалась динамичностью – быстро реагировала на природные изменения. 3. Суммарный эффект катастрофического (во время войн) и эволюционного (между войнами) разрушения аридных равнин привел к созданию современных пустынь, полупустынь и сухих степей Северной

Африки, Синайского полуострова Ближнего и Среднего Восток, Центральной и Средней Азии, юга Европейской части СССР. 4. Антропогенный пресс включал разрушительные последствия многочисленных войн и прогрессировал здесь одновременно с увеличением естественной аридизации. 5. Аридный афроазиатский пояс имеет достаточно сложную природную дифференциацию в широтном и меридиональном направлениях; в его пределах на протяжении позднего голоцена вдоль многочисленных антропогенных линейных нарушений активизировлись такие экзогенные рельефообразующие процессы, как, в первую очередь, эрозия, дефляция и суффозия, значительно изменившие исходный рельеф.

История создания и функционирования дорожных путей на территории Калмыкии включает дороги бронзового века, Великого шёлкового пути, гуннского и арабского нашествий, «хазарскую» или "русскую дорогу" [Артамонов, 2001], из "варяг в греки" и "из варяг в хазары", дороги Золотой Орды, Персидского похода Петра Великого и многие другие.

Наиболее раннее упоминание о дефляционном разрушении аккумулятивных равнин Калмыкии своеобразными «тальвегами» – дефляцинными ложбинами, заложенными вдоль колей грунтовых дорог, содержится в трудах замечательного русского геолога И.В. Мушкетова [1888, 1895]. В 1884 г. он обратил внимание на линейные ложбины – своеобразные "тальвеги", создаваемые в Прикаспийской низменности ветром вдоль колей грунтовых дорог. Через сто лет, при разработке схемы районной планировки Калмыцкой АССР в 1984 г. было отмечено, что дороги отнимают в республике значительные площади сельскохозяйственных угодий.

Результаты наших полевых исследований равнин Прикаспийской низменности и поднятия Ергени выявили грандиозные масштабы дорожных разрушений. Установлено и обследовано большое количество дорожных разрушений разного возраста, типа и назначения. На низких прикаспийских равнинах, в пределах Черных Земель удалось выяснить «дорожное» происхождение песчаных массивов и отдельных песчаных форм рельефа. Подавляющее большинство из них создано на продолжении выработанных ветром ложбин вдоль колей грунтовых дорог и сложено вынесенным из ложбин песком. При неоднократном образовании дефляционных ложбин и связанных с ними песчаных бугров образуется все более расчлененный эоловый рельеф. Удалось установить местные различия в его строении, выделить приволжский, прикаспийский (ганский), черноземельский, сарпинско-манычский и ергенинский типы дорожной дигрессии Калмыкии [Чичагов, 2003].

В процессе изучения древней дорожной сети в Ергенях был выявлен ортогональный рисунок речной сети: к рекам, текущим в долинах широтного простирания притоки – короткие балки и овраги подходят обычно под прямым углом. В пределах участков водораздельных равнин верховья притоков расчленяют древние пути бронзового века, идущие вдоль водоразделов от одной группы курганов к другой. Установлено, что практически все притоки заложены вдоль скотопрогонных троп. Вдоль троп произошел размыв временными потоками талых и ливневых вод, длительное просачивание воды вглубь, образование суффозионных пустот на глубине с последующим обрушением их кровли. На существование и развитие цепочек мелких суффозионных просадок в верховьях сухих притоков степных долин указывал И.П. Герасимов [1950, 1976]. Удалось выяснить, что линейное разрушение поверхностных отложений вдоль грунтовых дорог и троп идет интенсивнее, чем процесс оврагообразования по трещинам. В ряде разрезов удалось наблюдать, как молодой растущий овраг бросает свое верховье, перехватывает понижение вдоль дороги или тропы и резко увеличивает эрозионный врез вдоль него.

Новые данные о разрушении аридных равнин дорожными сетями и войнами:

1. Изучение природных последствий разрушения аридных равнин дорожной инфраструктурой и войнами относится к незаслуженно пропущенным, неразработанных разделов наук о Земле. 2. Этот тип разрушения является главным в антропогенной эволюции аридных областей. 3. Грунтовые дороги аридных равнин прокладывались с учетом крупных неровностей рельефа, но рисунок путей определялся необходимостью связи с древними царствами и государствами, городами и населенными пунктами, источниками пресной воды. 4. Наиболее крупные, решавшие исход войн сражения и битвы происходили на аридных равнинах и сопровождались серьезными ареальными разрушениями природы и поверхности равнин. 5. Дорожная дигрессия вызывает активизацию комплекса экзогенных рельефообразующих процессов, из которых главными являются эрозия, дефляция и суффозия. 6. Интенсивность дорожной дигрессии прямо зависит от характера поверхностных отложений или пород, от размаха высот – энергии рельефа и от климатических условий. 7. Анализ эволюции разрушений аридных равнин грунтовыми доро-

гами – дорожными сетями приводит к выводу о том, что ни одна проведенная человеком линия по поверхности равнин не остается без разрушительных последствий; результаты наших наблюдений показывают, что вдоль линий троп и дорог начинают проявляться, по разному взаимодействуя и сложно пульсируя, различные рельефообразующие процессы.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 03-05-64835

Литература

Артамонов М.И. История хазар. 2-ое изд. СПб.: Лань, 2001. 687 с.

Герасимов И.П. Овраги и балки (суходолы) степной полосы // И.П.Герасимов. Новые пути в геоморфологии и палеогеографии. М.: Наука. 1976. С. 133–142. [то же: Проблемы физической географии. Т. 15. 1950].

Мушкетов И.В. Физическая геология. Ч. 2. Геологическая деятельность атмосферы и воды (денудационные процессы): курс лекций. СПб., 1888. 621 с.

Мушкетов И.В. Общая геологическая карта России. Листы 95 и 96. Геологические исследования в Калмыцкой степи в 1884–1885 гг. И. Мушкетова // Труды Геологичесого Комитета. Т. 14. № 1. СПб., 1895. 190 с.

Чичагов В.П. Проблемы разрушения аккумулятивных равнин аридных областей грунтовыми дорогами на примере Калмыкии // Охрана почв Калмыкии и прилегающих территорий. Сб. науч. трудов Калмыцкого ин-та соц.-эконом. и правовых исследований. Вып. 2. Элиста, 2003. С. 65–74.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 66, 2005 г.

МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ (К ИСТОРИИ ОТКРЫТИЯ И ИЗУЧЕНИЯ)

С.М. Шик

В настоящее время в центральной части Европейской России известны отложения по крайней мере восемь межледниковий [Шик, 2004]; интересно проследить историю их открытия и изучения, в которой нередко происходили (и происходят) драматические столкновения идей, а иногда случались и прямо-таки детективные истории.

Раньше всего были выявлены отложения последнего межледниковья, которое теперь называется ***микулинским.*** Они были открыты еще в середине XIX века, когда К.Ф. Рулье [1846] у с. Троицкое описал озерные отложения со скелетом мамонта. Позже отложения этого разреза изучались многими исследователями – особенно детально Н.И. Криштафовичем в 1889–93 гг. [1893]; палеоботанические (в том числе палинологические) анализы были выполнены под руководством В.Н. Сукачева [1910, 1928]. И эти, и многие другие исследователи (А.П. Павлов [1925], Г.Ф. Мирчинк [1930] и др.) относили эти отложения к последнему межледниковью, которое тогда называли рисс-вюрмским. Хотя пыльцевая диаграмма, полученная В.Н. Сукачевым из мергелей и диатомитов без еще не разработанного тогда метода выделения пыльцы в тяжелой жидкости, была мало выразительной и ее трудно было сопоставлять с диаграммами рисс-вюрмских торфяников, Б.М. Даньшин [1947] предложил называть это межледниковье *троицким.*

Однако А.И. Москвитин [1936] считал, что отложения Троицкого разреза перекрыты мореной и принадлежат более древнему (миндель-рисскому, лихвинскому) межледниковью. Одним из оснований для этого послужила находка на бичевнике зуба трогонтериевого слона; предполагалось, что он принадлежал скелету, найденному К.Ф. Рулье [Бреслав, 1971]. Поэтому А.И. Москвитин [1950] предложил называть рисс-вюрмское межледниковье *микулинским* (по разрезу у с. Микулино Руднянского р-на Смоленской области, изученному А.В. Костюкевич-Тизенгаузеном [1932]); это название и вошло во все последующие стратиграфические схемы. Уже в 20-е годы берег в районе Троицкого обнажения был закреплен, и разрез стал недоступен для непосредственного изучения. Однако в 1930 г. берег был вскрыт, и из этого разреза (как и из обнажения у г. Лихвина) А.И. Москвитин отобрал монолиты, демонстрировавшиеся в 1932 г. участникам II конгресса ИНКВА.

В 1960 г. район с. Троицкое посетили участники организованной А.И. Москвитиным экскурсии [Москвитин, 1967], некоторые из которых предположили, что озерные отложения здесь прислонены к морене. В связи с этим А.М. Москвитин предложил провести повторное палинологическое изучение разреза по монолитам, которые должны были храниться в Павловском музее при МГРИ (ныне – ГГМ имени В.И. Вернадского). В музее они не числились; но один из служителей вспомнил, что под лестницей лежат какие-то ящики. Вытащили их, стряхнули многолетнюю пыль – это действительно были монолиты озерных отложений. Ящики двух разных типов; сохранились и их номера, и надписи "верх" и "низ" – но какие из Троицкого? В некоторых ящиках для уплотнения была заложена бумага; оказалось, что это листы, вырванные из приходской книги церкви Лихвинского уезда. Так методом исключения удалось опознать монолиты из Троицкого. Под руководством А.И. Москвитина отобрали пробы, М.А. Недошивина провела палинологические анализы – и получила типичную для микулинского межледниковья пыльцевую диаграмму, опубликованную А.И. Москвитиным [1967] и С.Л. Бреславом [1971]. Так был установлен возраст озерных отложений Троицкого разреза – но межледниковье так и осталось микулинским, хотя по справедливости оно должно было бы называться троицким.

Микулинское межледниковье – наиболее полно изученное из всех межледниковий центра Европейской России; здесь детально комплексно исследованы десятки разрезов отложений этого возраста, прослежена история развития растительности [Гричук, 1961, 1989], охарактеризована диатомовая флора [Анциферова, 2001] и микротериофауна [Агаджанян, 1992; Маркова, 2004]. Не вызывает сомнения соответствие микулинского межледниковья эему Западной Европы и изотопно-кислородной подстадии 5e, что подтверждается и результатами уран-ториевого да-

тирования – 113 ± 11 тыс. лет назад [Кузнецов и др., 2002].

Более древние межледниковые отложения, которые долгое время называли миндель-рисскими (по современной стратиграфической схеме – ***лихвинские***), были открыты в самом начале XX века на Оке у г. Лихвин [Боголюбов, 1904; Сукачев, 1906]. С этим разрезом исследователям необычайно повезло. Озерные отложения этого возраста широко развиты только в области распространения предшествовавшего оледенения, то есть на севере рассматриваемого района. Южнее встречаются лишь аллювиальные (в том числе старичные) отложения, которые обычно охватывают небольшую часть межледниковья. Однако в разрезе у Лихвина (в настоящее время – г. Чекалин) наблюдается тот редкий случай, когда накопление старичных отложений продолжалось в течение всего межледниковья, и сохранились субаэральные отложения последующих холодных и теплых этапов; поэтому Лихвинский разрез и до сих пор сохраняет значение важнейшего опорного разреза как для лихвинского межледниковья, так и для последующих этапов геологической истории. Не случайно этому разрезу посвящен целый ряд фундаментальных исследований [Москвитин, 1931, 1967; Ушко, 1959; Разрезы..., 1977; Болиховская, 1995, и др.]. В то же время в настоящее время изучено несколько десятков разрезов лихвинских межледниковых отложений, которые позволяют проследить историю развития растительности не только на протяжении всего межледниковья, но и при переходе к последующему оледенению [Гричук, 1961; Писарева, 1997, 2001]. Достаточно хорошо изучена и микротериофауна лихвинских отложений [Агаджанян, 1992; Маркова, 2004].

Не вызывает сомнений, что лихвинское межледниковье соответствует гольштейну Западной Европы; однако его сопоставление с изотопно-кислородной шкалой не так однозначно. Большинство исследователей относят его к 11 изотопно-кислородной стадии (ИКС); однако некоторые считают, что оно отвечает 9 ИКС.

Значительно более сложна и даже драматична история открытия и изучения оледенения, предшествовавшего лихвинскому – ***рославльского (мучкапского)***; она тесно связана с эволюцией представлений о возрасте двух верхних морен Подмосковья. Только они были известны до середины 30-х годов XX века; большинство исследователей сопоставляло их с рисским и миндельским оледенениями Альп [Павлов, 1925; Мирчинк, 1930, и др.], хотя некоторые [Розанов, 1929, и др.] считали их более молодыми – рисской и вюрмской. Однако после открытия в окрестностях Москвы более древней морены именно ее стали считать миндельской, а вышележащие морены относить к двум стадиям рисского оледенения [Даньшин, 1933; Москвитин, 1936]. Позже А.И.Москвитин [1946] обосновал принадлежность этих морен к самостоятельным оледенениям, которые он считал рисскими (среднеплейстоценовыми); разделяющее их межледниковье он назвал одинцовским (по погребенной почве в карьере Одинцовского кирпичного завода). Однако многие исследователи еще долгие годы продолжали считать две верхние морены Подмосковья стадиальными [Герасимов и др., 1939, и др.]

Но в 50-е годы между этими моренами в окрестностях Галича [Москвитин, 1954] и Рославля [Шик, 1957] были открыты и палеоботанически изучены типичные межледниковые отложения. После этого большинство исследователей согласилось с принадлежностью двух верхних морен Подмосковья к самостоятельным оледенениям, которые вслед за А.И. Москвитиным считались среднеплейстоценовыми. Эта точка зрения была отражена в принятой в 1963 г. стратиграфической схеме Европейской России [Материалы..., 1964], в которой за разделяющим эти морены межледниковьем было сохранено название "одинцовское" (хотя в литературе оно часто обозначалось как "рославльское"). Позже межледниковые отложения, аналогичные известным в окрестностях Рославля, были обнаружены между двумя моренами и в Одинцове [Бреслав и др., 1979]. Это удалось сделать благодаря тому, что С.Л. Бреслав просмотрел ряд отчетов по разведке кирпичного сырья и задал скважину в том месте, где в межморенной толще был описан торф.

Однако Л.Н. Вознячук [1965] уже тогда считал, что межледниковые отложения окрестностей Рославля и Галича значительно древнее и сопоставлял их (а также беловежские отложения Белоруссии) с кромерскими (доминдельскими) отложениями Англии. Однако в стратиграфической схеме 1963 г. [Материалы..., 1964] беловежское межледниковье было отнесено к нижнему, а рославльское (одинцовское) – к среднему плейстоцену. Справедливость представлений Л.Н. Вознячука подтвердилась только к началу 80-х годов, когда был установлен раннечетвертичный возраст морены Донского ледникового языка [Величко, 1980; Красненков и др., 1980], сопоставлявшейся со второй сверху мореной Подмосковья, а затем в окрестностях Рославля было установлено, что рославльские отложения залегают стратиграфически ниже лихвинских и содержат микротериофауну тираспольского (раннечетвер-

тичного) фаунистического комплекса [Решения..., 1986; Агаджанян и др., 1992]. Бурение кустов скважин позволило получить в нескольких разрезах представительные коллекции фауны [Бирюков и др., 1992] и доказать одновозрастность рославльских отложений с мучкапскими, залегающими на морене Донского ледникового языка и содержащими аналогичный комплекс мелких млекопитающих [Красненков и др., 1980]. Так в региональной стратиграфической схеме появилось рославльское (мучкапское) межледниковье, более древнее, чем лихвинское, а вторая сверху морена Подмосковья была отнесена к раннечетвертичному **донскому** оледенению.

Таким образом, справедливыми были представления конца 20-х – начала 30-х годов, когда две верхние морены Подмосковья относили к самостоятельным оледенениям, а нижнюю из них считали дорисской. Правда, она оказалась не миндельской, а более древней. Еще большую древность имеет третья сверху морена Подмосковья, принимавшаяся за "миндельскую" и в схеме 1963 г. выделявшаяся как окская. Эта морена, названная в схеме 1983 г. [Решение..., 1986] **сетуньской**, отделена от лихвинского межледниковья еще двумя горизонтами межледниковых отложений (рославльским и сукромнинским) и относится к первой половине раннего неоплейстоцена.

Еще в 50-е годы была установлена характерная особенность рославльского межледниковья – наличие в нем двух [Шик, 1957; Гричук, 1961] или даже трех [Москвитин, 1954] климатических оптимумов. Однако не обошлось без казусов: оказалось, что первоначально в разрезе у пос. Подруднянский, принятом за стратотип рославльских межледниковых отложений, за второй оптимум были приняты более молодые отложения, обогащенные переотложенной из этого оптимума пыльцой[1]. В коренном залегании второй оптимум был позже обнаружен в разрезах у д. Конаховка в 1,5 км севернее, где он лежит значительно ниже и имеет гораздо меньшую мощность [Зарина, 1991; Бирюков и др., 1992].

Два климатических оптимума рославльского межледниковья – глазовский и конаховский палеоботанически охарактеризованы достаточно полно; в настоящее время установлено, что в них больше экзотов, чем в лихвинских отложениях [Писарева, 1997], хотя В.П. Гричук [1961, 1989] придерживался противоположной точки зрения. Хорошо изучена и диатомовая флора рославльских отложений, также содержащая значительное количество вымерших видов и очень близкая к диатомовой флоре разреза Фердинандов в Польше. В бассейне Верхнего Дона в аллювиальных, а иногда и в озерных отложениях мучкапского горизонта встречена богатая позднетираспольская микротериофауна [Красненков и др., 1984, 1997; Агаджанян, 1992]; как уже было сказано, такая фауна обнаружена и в нескольких разрезах рославльских отложений в страторайоне.

До сих пор остается дискуссионным вопрос о третьем оптимуме рославльского межледниковья. На р. Челсма, где этот оптимум был впервые выделен А.И. Москвитиным [1954] и назван галичским, соответствующие отложения, скорее всего относятся к лихвинскому межледниковью [Писарева, 2001]. Однако возможно, что к третьему оптимуму (или даже самостоятельному послерославльскому, но долихвинскому межледниковью) принадлежат отложения у с. Демшинск в Липецкой области [Turntr et al., 2003] и в разрезах у д. Шехмань в Липецкой области [Иосифова, 2002] и Смоленский Брод на Западной Двине [Вознячук и др., 1981]; в последнем разрезе встречены остатки арвикул, которых нет в рославльских отложениях и которые, по мнению А.Н. Мотузко, древнее характерных для лихвинских отложений.

Не вызывает сомнений, что рославльские (мучкапские) отложения отвечают верхней части кромера Западной Европы; однако не совсем ясно, соответствуют они только интергляциалу IV или интергляциалам III и IV.

В конце 70-х – начале 80-х годов и на Дону [Красненков и др.,1984], и в Подмосковье [Маудина и др., 1985] были выявлены еще три горизонта межледниковых отложений, лежащих ниже донской морены и отнесенных в региональной стратиграфической схеме [Решение..., 1986] к ильинскому горизонту. Однако В.В. Писарева, проводившая палинологическое изучение древнейшего из этих межледниковий – *акуловского* [2] [Маудина и др., 1985], всегда считала его более древним. Вероятно, это межледниковье отвечает верхам петропавловского горизонта, а в качестве опорного разреза первого ильинского межледниковья можно рассматривать разрез у д. Красненькое в Конаковском районе Тверской области [Шик и др., в печати], где хорошо представлены все этапы развития растительности – от заключительной фазы предшествовавшего до началь-

[1] Е.Н. Ананова усомнилась в достоверности выделения в этом разрезе второго оптимума еще при изучении этого разреза по скважине, пробуренной в 1968 г. [Шик, 1981] ввиду присутствия большого количества пыльцы кустарниковых берез и спор палеозоя.

[2] В схеме эти отложения были выделены в качестве матвеевской свиты

ной фазы последующего оледенения. Во флоре этих отложений экзотов значительно меньше, чем в акуловской.

Второе ильинское межледниковье – *окатовское* наиболее полно изучено в окрестностях пос. Внуково [Фурсикова и др., 1992]. Несмотря на достаточно густую сеть скважин, этот разрез едва не был пропущен. В скважине, по которой проводились пыльцевые анализы, климатический оптимум не был выявлен (вероятно, не был поднят керн по соответствующему интервалу). Однако в соседней скважине, по которой выполнялись карпологические анализы, присутствовала очень теплолюбивая флора – и И.В. Фурсикова настояла на бурении еще нескольких скважин, обеспечив по ним 100% выход керна и детальный отбор образцов на анализы. И в двух скважинах климатический оптимум прекрасно выявился и по палинологическим, и по карпологическим данным. Но стратиграфическое положение окатовских отложений до сих пор определяется не однозначно (они лежат под донской мореной на дочетвертичных породах). Первоначально предполагалось, что они моложе сетуньской морены и относятся к концу ильинского времени; В.В. Писарева [Николаев и др., 2003] и до сих пор придерживается такой точки зрения. Однако, почти полное отсутствие в окатовских отложениях роговой обманки (очень обильной в сетуньской морене), а в их основании – гравия и гальки кристаллических пород заставляют думать, что эти отложения древнее сетуньской морены. В то же время, судя по составу флоры, они явно моложе не только акуловских отложений, но и отложений разреза Красиково, относящихся к раннеильинскому межледниковью.

Отложения третьего ильинского межледниковья, названного в региональной стратиграфической схеме *сукромнинским*, были выявлены между сетуньской и донской моренами в Одинцовском страторайоне и в Тульской области [Маудина и др., 1986]; однако наиболее представительный разрез этих межледниковых отложений изучен у д. Силинский Майдан близ г. Лукоянов Нижегородской области [Писарева, 1992]. По составу флоры эти отложения очень близки к окатовским, но сильно различаются по характеру развития растительности (в окатовских отложениях дуб, вяз и липа появляются и исчезают почти одновременно, не образуя отчетливых максимумов, тогда как в Силинском Майдане в течении большей части климатического оптимума преобладает вяз, а дуб и липа кульминируют в его конце).

В бассейне Дона в петропавловском и ильинском горизонтах выделяются четыре аллювиальных свиты – петропавловская, калачская, веретьевская и моисеевская, русловые фации которых содержат различающуюся по эволюционному уровню микротериофауну [Агаджанян, 1992; Красненков и др., 1997] и соответствуют четырем выделенным в Подмосковье преддонским межледниковьям. В субаэральных отложениях развиты отвечающие этим межледниковьям ископаемые почвы – зорькинская, троицкая, терновская и вершинская [Красненков и др., 1997].При этом нижняя из аллювиальных свит и ископаемых почв намагничены отрицательно и относится к палеомагнитной эпохе Матуяма, а вышележащие аллювиальные свиты и погребенные почвы намагничены положительно и относятся к эпохе Брюнес. Очевидно, три межледниковья ильинского горизонта отвечают межледниковьям винджюнай, падварёнис и бине Литвы [Кондратене, 1996], подлясе (с двумя оптимумами) и псаншищ Польши, а также большей нижней части кромера (см. таблицу).

Таким образом, к началу 90-х годов в центральной части Европейской России было выявлено 7 межледниковий – 3 последонских (микулинское, лихвинское и рославльское) и 4 преддонских (одно в петропавловском и три в ильинском горизонте). Однако в интервале между лихвинским и микулинским горизонтами достоверно установленные межледниковые отложения здесь не были известны, хотя в этом интервале развиты две ископаемые почвы – каменская и роменская [Величко и др., 1992], а севернее, в окрестностях Вологды, еще в 60-х годы были выявлены *горкинские* межледниковые отложения, залегающие между двумя среднеплейстоценовыми моренами. В региональной стратиграфической схеме центральных районов [Решение..., 1986] этот интервал вообще не был заполнен, а в уточненной схеме, принятой в 2001 г. [Постановления..., 2002], в нем выделены два горизонта, названные по послелихвинским отложениям Чекалинского разреза *калужским* и *чекалинским*. И только в 2000 г. горкинские межледниковые отложения и подстилающая их вологодская морена были выявлены В.Б. Зверевой при геологической съемке на севере Тверской области в разрезе у д. Пальниково [Шик, 2004]; для них была получена палинологическая характеристика, очень близкая к той, которая имелась для горкинских отложений Вологодской области (с содержанием широколиственных пород не более 20 %). Оказалось, что аналогичные по возрасту старичные отложения южнее были известны и ранее – в частности, у д. Липна во Владимирской области [Путеводитель..., 1981]; для них получе-

Таблица. Межледниковья неоплейстоцена центра Европейской России, их корреляция с погребенными почвами и с межледниковьями других регионов Европы

Общая шкала		Региональные подразделения (горизонты)		Межледниковья	Погребенные почвы и лёссы		Межледниковья других ледниковых регионов Европы			ИКС
							Литва	Польша	Германия	
Неоплейстоцен	Верхний	Осташковский			лёсс		Нямунас	Висла	Вейхзель	2
		Ленинградский		мегаинтерстадиал	Брянская					3
		Калининский			Мезинский ПК	лёсс				4
						Крутицкая				5a-5d
						лёсс				
		Микулинский		Микулинское		Салынская	Мяркине	Эем	Эем	5e
	Средний	Московский			лёсс					6
		Чекалинский	верхн.	Горкинское	Роменская		Снайгупеле ?	Любава	Демнитц	7
			средн.		лёсс					8
			нижн.	Чекалинское	Каменская			Збуйна	Рейнсдорф	9
		Калужский			лёсс					10
		Лихвинский		Лихвинское	Инжавинская		Бутенай	Мазовец	Гольштейн	11
	Нижний	Окский			лёсс					12
		Мучкапский		Рославльское	Воронский ПК		«Тургяляй»	Фердинандов	Кромер Интергляциал IV	
		Донской			лёсс					
		Ильинский	верхн.	III ильинское (сукромнинское)	Вершинская		Бине	Псаншныщ	Интергляциал III	
			средн.		лёсс					
			нижний	II ильинское (окатовское)	Терновская		Падварёнис	Подлясе	Интергляциал II	
					лёсс					
				I ильинское	Троицкая		Винджюнай			
		Покровский			лёсс					
		Петропавловский		Акуловское ?	Зорькинская		Даумантай	?	Интергляциал I	
					лёсс					

ПК – педокомплексы; ИКС – изотопно-кислородные стадии

ны оптолюминисцентные [Зарина, 1991] и уран ториевые (материалы Х.А.Арсланова) датировки (около 200 тыс. лет), свидетельствующие о принадлежности этих отложений 7 изотопно-кислородной стадии (ИКС).

Однако возможно, что горкинское межледниковье – не единственное в интервале между лихвинским и микулинским. В зарубежной Европе многие исследователи [Linder et al., 1998; Turner, 1998, и др.] выделяют в соответствующем интервале два межледниковья, которые они сопоставляют с 7 и 9 ИКС; Н.С.Болиховская [1995] и в Европейской России выделяет в этом интервале два потепления межледникового характера (чекалинское и черепетьское), сопоставляя с ними каменскую и роменскую ископаемые почвы. Можно вспомнить, что и А.И.Москвитин относил к этому интервалу два межледниковья – ивановское и одинцовское (правда, в качестве опорных разрезов и того, и другого межледниковья он принимал разрезы, которые на самом деле принадлежат рославльскому межледниковью).

Вероятно, первое оледенение среднего неоплейстоцена, выраженное в Чекалинском разрезе калужским похолоданием, а в субаэральных отложениях борисоглебским лёссом, не достигало рассматриваемого района. Не известны здесь и озерные отложения первого послелихвинского межледниковья (9 ИКС), которые обычно сохраняются в западинах на поверхности морены предшествовавшего оледенения; ему соответствует каменская ископаемая почва и чекалинское потепление в одноименном разрезе.

Вологодское оледенение скорее всего следует сопоставлять с орчикским лёссом и жиздринским похолоданием Чекалинского разреза, а горкинское межледниковье – с роменской почвой, образовавшейся не в таких теплых условиях, как почвы, соответствующие другим межледниковьям; многие исследователи рассматривают ее как межстадиальную [Величко и др., 2004].

Во многих стратиграфических схемах выделялось послемикулинское (средневалдайское) межледниковье. А.И. Москвитин [1950] назвал его молого-шекснинским, принимая за стратотип разрез скважины у шоссейного моста в г. Рыбинске и относя к этому межледниковью и отложения бывшего Татищевского озера. Однако повторное изучение этих разрезов [Чеботарева и др., 1974; Семененко и др., 1981] показало, что они имеют микулинский возраст. В.П. Гричук [1961] в качестве опорных для "второго верхнеплейстоценового межледниковья" рассматривал разрезы на р. Балазна, у бывшей д. Максино, а также отложения Татищевского озера. Однако первый разрез по данным радиоуглеродного анализа оказались голоценовыми, а для отложений у бывшей д. Максино была установлена принадлежность к рославльскому межледниковью [Писарева и др., 1979]. Позже В.П. Гричук [1989] сам отказался от использования этих разрезов в качестве опорных для средневалдайского времени и уже не называл его межледниковьем.

Изучение многих разрезов средневалдайских отложений с использованием радиоуглеродного датирования показало, что в это время (50–25 тыс. лет назад) неоднократно чередовались потепления и похолодания, но климат все время был холоднее современного; сформировавшаяся в этот период брянская погребенная почва имеет лесотундровый характер. Можно считать установленным, что средневалдайское время представляло собой не межледниковье, а очень продолжительный межстадиал ("мегаинтерстадиал").

Таким образом, в центральной части Европейской России выявлены и с различной степенью детальности изучены озерные и аллювиальные отложения 8 межледниковий, каждому из которых в субаэральных отложениях соответствует ископаемая почва (см. таблицу). Однако, вероятно, существовало еще одно межледниковье, соответствующее 9 ИКС, которое пока фиксируется только по погребенным почвам. Его озерные отложения здесь вряд ли могут быть выявлены, так как предшествующее оледенение, вероятно, не достигало рассматриваемого района; но выявление и изучение соответствующих старичных отложений – одна из наиболее актуальных задач дальнейших исследований. Не менее важно и решение вопроса о природе отложений с древнейшими арвикулами (разрез Смоленский Брод и другие), которые могут относиться к третьему оптимуму рославльского межледниковья или к самостоятельному межледниковью самого конца нижнего неоплейстоцена.

Литература

Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичн. периода Восточной Европы. М.: Институт географии, 1992. С. 37–49.

Анциферова Г.А. Эволюция диатомовой флоры и межледникового озерного осадконакопления центра Восточно-Европейской равнины в неоплейстоцене. Воронеж: Воронежский университет, 2001. 198 с.

Бирюков И.П., Агаджанян А.К., Валуева М.Н. и др. Четвертичные отложения Рославльского стратотипического района // Стратиграфия и палеогеография четвертичн. периода Восточной Европы. М.: Институт географии РАН, 1992. С. 152–180.

Боголюбов Н.Н. Материалы по геологии Калужской губернии. Калуга, 1904. 354 с.

Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.

Бреслав С.Л. Четвертичная система // Геология СССР. Т. IV. Центр Европейской части СССР. Геологическое описание. М.: Недра,1971.С. 489–636.

Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Маудина М.И. Новые данные по Одинцовскому стратотипическому району // Докл. АН СССР. Т. 248, № 1, 1979. С. 161–166.

ВалуеваМ.Н., Дорофеев П.И., Иосифова Ю.И. и др. Польнолапинское межледниковое озеро – уникальный объект нижнего плейстоцена Дона // Бюлл. Комисс. по изучению четвертичн. периода, № 54, 1985. С. 40–65.

Величко А.А. О возрасте морен днепровского и донского языков // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 7–19.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. и др. Проблемы хроностратиграфии и корреляции лёссово-почвенной формации Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Институт географии, 1992. С. 115–140.

Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К. и др. Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последнии 450 тыс. лет // Известия АН. Серия географ., 2004. С. 7–25.

Вознячук Л.Н. К вопросу о стратиграфическом и палеогеографическом значении плейстоценовых флор Белоруссии и Смоленской области // Бюлл. Комссии по изучению четвертичн. периода, № 30, 1965. С. 178–188.

Вознячук Л.Н., Санько А. Ф. Опорный разрез плейстоцена в урочище Смоленский Брод // Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена Европейской части СССР. М.:Росгеолфонд, 1981. С. 50–54.

ГерасимовИ.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 462 с.

Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичн. отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 25–71.

Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.

Даньшин Б.М. Новые данные к стратиграфии плейстоцена Подмосковного края // Известия МГРТ. Т. II, Вып. 2, 1933. С. 32–53.

Даньшин Б.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей. М.: Изд-во МОИП, 1947. 308 с.

Заррина Е.П. Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов европейской части СССР. Л.: Недра, 1991. 187 с.

Иосифова Ю.И. Климатостратиграфия среднего плейстоцена (среднего и верхнего неоплейстоцена) бассейна Верхнего Дона // Материалы Третьего Всероссийского совещания по изучению четвертичн. периода, т. 1. Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 95–97.

Кондратене О. Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: Academia, 1996. 213 с.

Костюкевич-Тизенгаузен А.В. Погребенный рисс-вюрмский (шельский) торфяник у с. Микулино // Путеводитель экскурсий 2-й Конференции Ассоциации для изучения ч етвертичн. отложений Европы. Л. – М., 1932. С. 34–48.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Шулешкина Е.А. и др. О нижнечетвертичном возрасте Донского ледникового языка по данным изучения мелких млекопитающих // Докл. АН СССР, 1980. Т. 212, №3. С. 677–680.

Красненков Р.В., Холмовой Г.В., Глушков Б.В. и др. // Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1984. 212 с.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Семенов В.В. Бассейн Верхнего Дона – важнейший страторегион нижней части среднего плейстоцена (нижнего неоплейстоцена) // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 82–96.

Красненков Р.В., Семенов В.В., Поспелова Г.А. и др. Опорный разрез нижнеплейстоценовой лессовой формации (Лог Красный - Верхний Дон) // Стратиграфия. Геологич. корреляция. 1999. Т. 7, № 4. С. 85–95.

Криштафович Н.И. Некоторые новые данные по вопросу о возрасте Троицкого озерного отложения Московской губернии // Труды СПб общества естествоиспытателей, отд. геологии и минералогии, т. 22, вып. 2, 1893. С. 7–9.

Кузнецов В.Ю., Арсланов Х.А., Козлов В.Б. и др. Абсолютный возраст погребенного торфа из стратотипического разреза "Микулино" и парастратотипического разреза "Нижняя Боярщина" по данным уран-ториевого датирования // Материалы Третьего Всероссийского совещания по изучению четвертичн. периода, т. 1.Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 135–136.

Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем четвертичных отложений Европейской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1964. 53 с.

Маркова А.К. Плейстоценовая фауна млекопитающих Восточной Европы // Структура, динамика и эволюция природных экосистем, т. I. М.: Городец, 2004. С. 583–597.

Маудина М.И., Писарева В.В., Величкевич Ф.Ю. Одинцовский стратотип в свете новых данных // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 5. С. 1195–1199.

Маудина М.И., Красновская Ф.И., Семенов В.В. Одинцовский стратотип и проблемы корреляции

плейстоцена Подмосковья // Геология и полезные ископаемые центр. р-нов Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1986. С. 73–84.

Мирчинк Г.Ф. Об определении южной границы ледника вюрмского периода // Бюлл. Комисс. по изучен. четвертичн. периода, № 2, 1930. С. 5–10.

Москвитин А.И. Новое о лихвинском обнажении // Бюлл. МОИП, отдел геологии, 1931, т. IX, № 1–2. С. 173–186.

Москвитин А.И. О миндельской морене в окрестностях Москвы // Проблемы Советской геологии, т. VI, № 1, 1936. С. 59–64.

Москвитин А.И. Одинцовский интергляциал и положение московского оледенения среди других оледенений Европы // Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXI, № 4, 1946. С. 79–94.

Москвитин А.И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 220 с.

Москвитин А.И. Путеводитель экскурсийСовещания по стратиграфии четвертичных отложений (Подмосковье – Старая Рязань – Галич). М.: Изд-во АН СССР, 1954. 68 с.

Москвитин А.И. «Теплые» и «холодные» межледниковья как основа стратиграфического подразделения плейстоцена // Материалы совещания по изучению четвертичного периода, т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 41–52.

Москвитин А.И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. М.: Наука,1967. 238 с.

НиколаевС.А., Писарева В.В., Судакова Н.С. Ледниковая ритмика плейстоцена // Стратиграфия. Геологич. корреляция, т. 11, № 1, 2003. С. 96 – 110.

Павлов А.П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы // Мемуары геол. отд. об-ва любителей естествознания, антропол. и этногр., вып. 5, 1925. 153 с.

Писарева В.В. Межледниковые отложения района г. Лукоянова // Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. М.: Росгеолфонд, 1992. С. 82–96.

Писарева В.В. Флора и растительность межледниковий раннего и среднего плейстоцена центральных районов Восточной Европы // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 124–133.

Писарева В.В. Ландшафты среднего плейстоцена по палинологическим данным // Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2001. С. 139–142.

Писарева В.В., Величкевич Ф.Ю., Шик С.М. Межледниковые отложения в районе г. Балашихи // Докл. АН СССР, т. 248, № 1, 1979. С.185–190.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий, вып. 33. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 56с.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-Запад России) // Материалы международного симпозиума. М.: ГЕОС, 2000. 99 с.

Путеводитель экскурсий А-2 и С-2 XI конгресса ИНКВА (редакторы С.М.Шик и С.М.Цейтлин). М.: ВИНИТИ, 1981. 55 с.

Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 198 с.

Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 157 с.

Розанов А.Н. Границы оледенений в Центральной области // Бюлл. Комисс. по изучению четвертичн. периода, № 1, 1929. С. 13–19.

Рулье К.Ф. Остов мамонта под Москвой // Московские ведомости, 1846, № 152.

Семененко Л.Т., Алешенская З.В., Арсланов Х.А. и др. Опорный разрез верхнего плейстоцена у фабрики Первого Мая Дмитровского р-на московской области (отложения древнего Татищевского озера) // Новые данные по стратигр. и палеогеогр. верхн. плиоцена и плейстоцена центр. р-нов европ. части СССР. М.: Росгеолфонд, 1981. С. 121–135.

Сукачев В.Н. Об ископаемой флоре межледниковых слоев близ г. Лихвина, Калужской губ. // Труды Императ. Вольно-Экономич. общества, т.2, кн. 6, 1906. С.57–58.

Сукачев В.Н. Опыт истории развития растительности Средней России в послетретичное время //Дневник съезда русских естествоиспытателей и врачей, отд. 2, 1910. С. 54 – 59.

Сукачев В.Н. К флоре послетретичных отложений Троицкого под Москвой // Докл. АН СССР, серия А, № 5, 1928. С. 89–93.

Ушко К.А. Лихвинский (Чекалинский) разрез межледниковых озерных отложений // Ледниковый покров на территории европ. части СССР и Сибири. М.: 1959. С.148–226.

Фурсикова И.В., Писарева В.В., Якубовская Т.В. и др. Опорный разрез плейстоцена у д. Окатово в Западном Подмосковье. М.: Росгеолфонд, 1992. С. 59–82.

Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 216 с.

ШикС.М. О самостоятельности московского оледенения // Докл. АН СССР, т. 117, № 2. С. 283–286.

Шик С.М. Результаты повторного изучения стратотипического разреза рославльских межледниковых отложений у пос. Подруднянский Рославльского р-на Смоленской области // Новые данные по стратигр. и палеогеогр. верхн. плиоцена и плейстоцена центр. р-нов европ. части СССР. М.: Росгеолфонд, 1981. С. 68 – 80.

Шик С.М. Современные представления о стратиграфии четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 79, вып. 5, 2004. С. 82–92.

Шик С.М., Зарина Е.П., Писарева В.В. Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена центра и северо-запада Европейской России (современные представления). В сборнике "Палинологические и палеоклиматические реконструкции" (в печати).

Linder L., Marciniak B. The occurense of for interglacials younger then the Sanian2 (Elster2) Glaciation in the

Pleistocene of Europe // Acta Geologica Polonica.Vol.48 (1998), № 3. P. 247–263.

Turner Ch. Volcanic maars, long Quaternary sequences and the worke of the INQUA subcomission on European Quaternary stratigraphy // Quaternary International. Vol. 47/48, 1998. P. 41–49.

Turner Ch., Iossifova J., Pisareva V. at al. Records of a sequence of temprate and cold stages from early Middle Pleistocene lacustrine deposits at Demshinsk, Lipetsk district, Central European Russia // XVI INQUA Congress. Reno, Nevada. Session 45. 2003. P. 153.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 66, 2005 г.

ПЕЧОРОМОРСКИЙ ШЕЛЬФ В ПОЗДНЕМ ВАЛДАЕ-ГОЛОЦЕНЕ: ОСНОВНЫЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

О.Г. Эпштейн, И.А. Чистякова

Печорское море, как важная составная часть Баренцевоморского гляциального шельфа, привлекает значительное внимание исследователей, например [Эпштейн и др., 1983; Чистякова, 1997; Печорское …, 2003; Левитан и др., 2003 и др.]. Интерес к этому бассейну заметно обострился после появления концепции [Mangerud et al., 2002] об ограниченности последнего оледенения в Западной Арктике и положении южной границы поздневалдайского Баренцевоморского щита в акватории Печорского моря (вне пределов его приматерикового мелководья).

Нами недавно проведен тщательный анализ и обобщение собранного в разные годы большого фактического материала (в том числе данных сейсмоакустических исследований и инженерно-геологического бурения – АМИГЭ, г. Мурманск) с привлечением многочисленных опубликованных работ, что позволило для Печороморском шельфа получить, как представляется, более полную и четкую картину важнейших событий осадконакопления и палеогеографии в позднем валдае-голоцене. Этот отрезок времени охватывает последний и поэтому наиболее полно представленный гляциоседиментационный цикл формирования шельфовой формации региона (разрезы отложений предыдущих циклов редуцированы процессами последующей ледниковой экзарации и гляциотектонического дислоцирования) и в максимальной мере охарактеризован фактическим материалом. Специальное внимание авторов обращено на явления послеледниковой морской трансгрессии, поскольку применительно к Печорскому морю этот вопрос рассматривался лишь в одной работе [Gataullin et al., 2001], причем в достаточно общем виде.

Прежде, чем переходить к изложению собственного материала, следует остановиться на двух предшествующих работах, которые, включая много ценной информации, в своих основных выводах противоречат полученным нами результатам. В этих статьях [Polyak et al., 2000; Gataullin et al., 2001] на основании датирования осадков в двух скважинах (210–218 и 234) и проведения корреляций сделан вывод о развитии на всем Печорском мелководье средневалдайских дельтово-авандельтовых осадков, не перекрывавшихся поздневалдайским ледником. Заключение о характере латерального распространения выделенных средневалдайских отложений базируются на результатах литостратиграфического сопоставления разрезов целого ряда скважин, которые в зоне сейсмогеологически весьма неблагоприятного Печорского мелководья[1] являются почти единственным источником геологической информации. Приведенные разрезы скважин [Gataullin et al., 2001], кроме двух вышеуказанных, представляют собой авторский вариант литологической интерпретации (сведения о ее принципах не излагаются) отчетных материалов инженерно-геологического бурения (АМИГЭ). При этом в разрезах всех скважин, помимо расположенных в непосредственной близости от скв. 210–218 (рис. 1), как тонкозернистые дельтово-авандельтовые осадки среднего валдая трактуются отложения иного, судя даже по их гранулометрическому составу, литологического типа. В первую очередь это касается части плейстоценовых ледниковых отложений ("мореноподобных суглинков", в маринистической трактовке исполнителей морского бурения, – осадков, песчано-алеврито-глинистый матрикс которых насыщен ледниковообработанным грубообломочным материалом, в том числе валунами) – рис. 2. Наиболее наглядно реализованный [Gataullin et al., 2001] интерпретационный подход выявляется в разночтениях с материалами документации скважин, которые опубликованы. Так, в работе [Gataullin et al., 2001] в разрезах скважин 207 и 112 дельтово-авандельтовыми осадками показаны "мореноподобные суглинки", согласно [Онищенко, Бондарев, 1988], а пласт "мореноподобных суглинков" вверху разреза скв. 384 [Мельников, Спесивцев 1995] рассматривается как пачка песчанистых алевритов, которая отнесена

[1] Печорское мелководье – приматериковая часть шельфа с глубинами моря менее 50 м

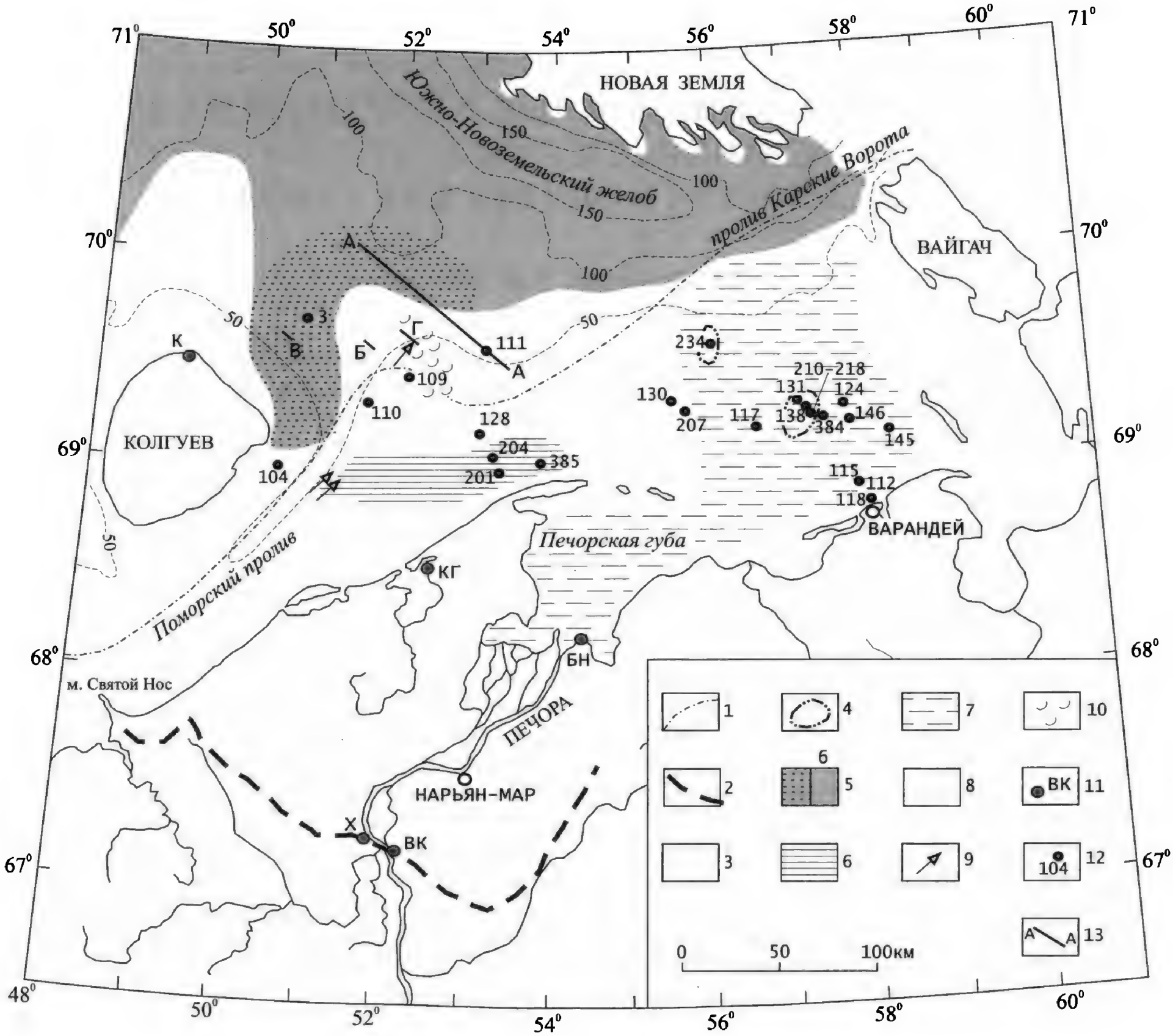


Рис. 1. Карто-схема Печороморского региона с положением объектов фактического материала и с элементами палеогеографии и геологии позднего валдая – голоцена

1 – положение южной границы поздневалдайского Баренцевоморского ледникового покрова, по (Mangerud et al., 2002); 2 – конечно-моренные сооружения поздневалдайского Новоземельского ледникового щита, согласно (Лавров, 1981); 3 – общее направление движения ледниковых масс Новоземельского щита в регионе; 4 – участки шельфа, в пределах которых верхневалдайская морена отсутствует в разрезах инженерно-геологических скважин; 5–8 – на шельфе осадочные комплексы четвертичного разреза, непосредственно перекрывающие верхневалдайскую морену, а в местах отсутствия последней – дельтово-авандельтовые отложения среднего валдая: 5 – позднеледниковые гляциоморские отложения (5а – субмаринные флювиогляциальные накопления приледниковых конусов выноса, 5б – гляциосуспензиты), 6 – позднеледниковые лимногляциальные ленточноподобные глины, 7 – позднеледниково-голоценовые аллювиально-дельтовые и авандельтовые осадки, 8 – голоценовые морские отложения; 9 – предполагаемое направление течения водных потоков, связанных с катастрофическими прорывами ледниково-подпрудных озер, на выявляемых НСП участках активной эрозионной деятельности этих потоков; 10 – установленное по данным НСП поле развития песчаных волн на морском дне; 11 – изученные крупнейшие естественные обнажения четвертичных отложений, в которых вскрывается верхневалдайская морена: БН – мыс Болванский Нос, ВК – Вастьянский Конь, К – Колгуев, КГ – Колоколкова губа, Х – Хонгурей; 12 – инженерно-геологические скважины, разрезы которых показаны на фиг. 2, и их номера; 13 – профиль **А-А** (рис. 3) и показанные вне масштаба фрагменты (**Б-Г**) профилей НСП (рис. 8–11).

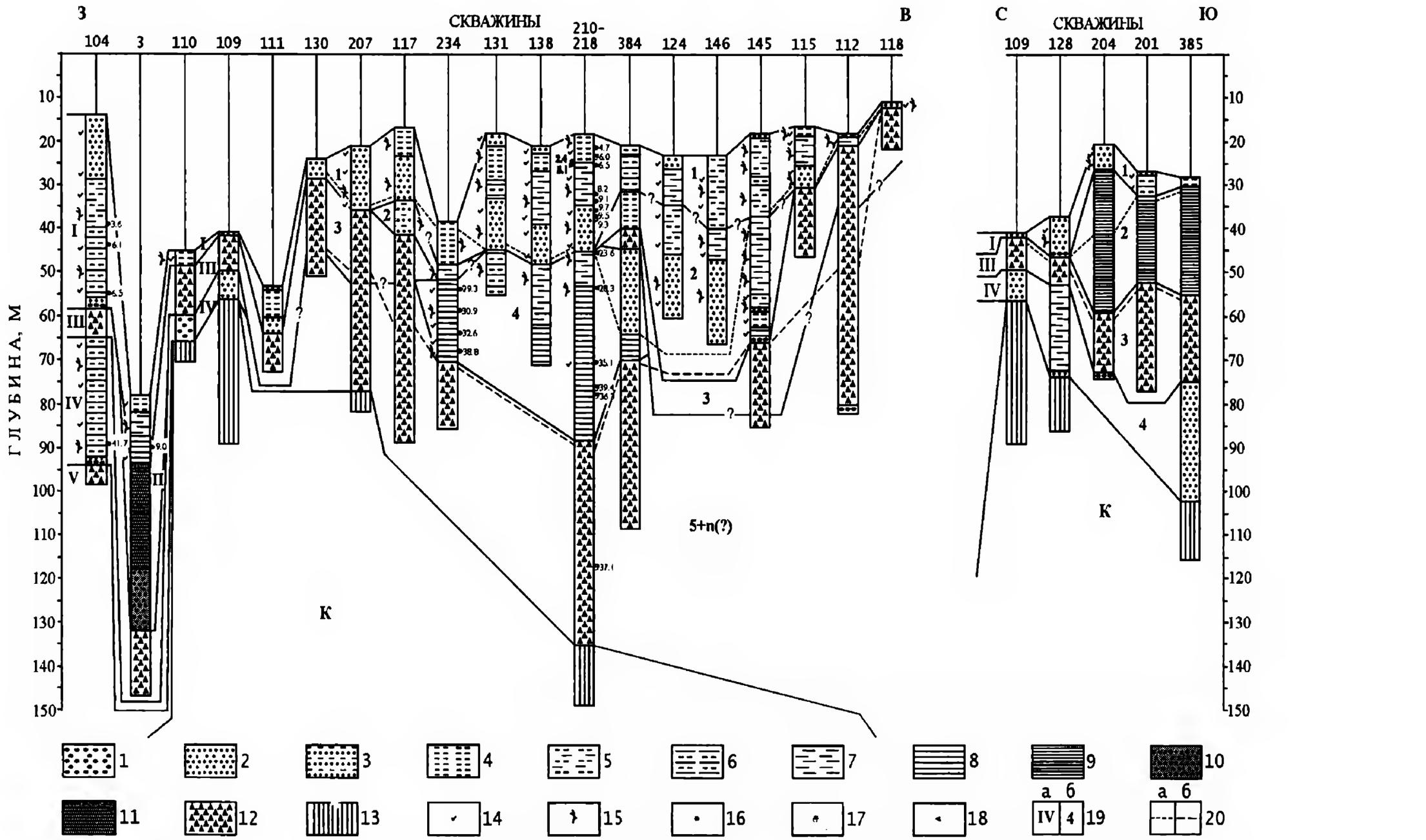


Рис. 2. Инженерно-геологические скважины Печороморского шельфа: расчленение и корреляция разрезов (расположение скважин показано на рис. 1)

1 – гравийно-галечные отложения; 2 – пески; 3 – пески с прослоями алевритов; 4 – алевриты; 5 – алевриты с прослоями глин; 6 – алевриты, переслаивающиеся с глинами; 7 – глины с прослоями алевритов; 8 – глины; 9 – ленточноподобные темно-серые, черные глины; 10–11 – гляциоморские образования: 10 – субмаринные флювиогляциальные отложения приледниковых конусов выноса, 11 – гляциосуспензиты (коричневые глины); 12 – ледниковые отложения; 13 – меловые образования; 14 – растительные остатки; 15 – остатки раковин морских моллюсков; 16–18 – материал, использованный для определений абсолютного возраста: 16 – раковинный детрит, 17 – остатки фораминифер, 18 – растительный детрит; 19 – номера комплексов: а – сейсмостратиграфических, б – литостратиграфических; 20 – границы литостратиграфических комплексов, по (Gataullin et al., 2001): а – подошва голоценового, б – подошва средневалдайского; результаты определения абсолютного возраста органических остатков, приведенные возле разрезов скважин, даны в тыс. лет: тонкими цифрами обозначены AMS датировки (Polyak et al., 2000), жирными цифрами – две даты, полученные методом сцинтилляционного счета: наиболее молодая из них – ИОАН-3779, другая – ИОАН-4000 (В.М. Купцов, ИО РАН)

к голоцену (рис. 2). Не обосновано фактическим материалом и используемое для литостратиграфического расчленения и корреляции разрезов скважин представление [Gataullin et al., 2001] о том, что в зоне Печорского мелководья мощные (>30–40 м) толщи моренных отложений – единый (в данном случае средневалдайский) ледниковый горизонт (более подробно этот вопрос обсуждается ниже). Другие противоречия носят более частный характер. Не комментируя данные абсолютного датирования отложений в разрезах скважин [Polyak et al., 2000], нельзя не обратить внимание на определение возраста микрофоссилий, заключенных в морене (скв. 210–218). Помимо спорности самого по себе подобного приема определения возраста морены, полученная дата (37.1 тыс. лет назад) никак не согласуется и с временем (50–60 тыс. лет назад [Mangerud et al., 2002]) предполагаемого оледенения, с которым эти моренные отложения коррелируются [Polyak et al., 2000].

Составленные нами разрезы скважин (почти все они использованы и в работах [Polyak et al., 2000; Gataullin et al., 2001] приведены на рис. 2. Впервые в разрезах (скв. 201, 204 и 385) выделяются позднеледниковые лимно-гляциальные ленточноподобные глины (в работе [Gataullin et al, 2000] последние показаны как дельтово-авандельтовые). Это серые, темно-серые глинистые осадки, которые в отличие от обычных четвертичных глинистых образований региона, на 55–70 % сложенных пелитовым веществом, имеют исключительно тонкий состав (до 85–90 % пелитовой фракции); они не содержат растительных остатков и практически лишены микрофауны: из 60 проб этих осадков в разрезе скв. 201 лишь в 4 обнаружены единичные остатки фораминифер (переотложены?).

Корреляция разрезов скважин в районе о. Колгуева осуществлена с использованием материалов непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП). Это позволило уверенно прослеживать по латерали литостратиграфические подразделения четвертичной толщи, приобретающие здесь ранг картируемых сейсмостратиграфических комплексов (ССК) – сверху вниз: ССК I – голоценовые морские осадки, ССК II – позднеледниковые гляциоморские образования[1], ССК III – верхневалдайская морена, ССК IV – средневалдайские морские отложения, ССК V – нижневалдайская морена; наиболее широко на шельфе развиты отложения ССК I – III [Чистякова, 1997; Эпштейн и др., 1999; Эпштейн, Лаврушин, 2003]. В зоне Печорского мелководья, где сейсмоакустический метод является неэффективным, корреляция разрезов была выполнена на основе данных об общей временной последовательности региональных палеогеографических и седиментационных событий. Выделяемые в этой зоне литостратиграфические комплексы (1–5) по возрастному диапазону аналогичны ССК. Исключение составляет комплекс 5-n (?), который включает нижневалдайские и более древние плейстоценовые ледниковые отложения. Выделение такого "сводного" литостратиграфического комплекса объясняется следующим. Согласно материалам по о. Колгуеву, материковой суше и шельфу, в плейстоценовой толще региона содержится до пяти горизонтов морен [Лаврушин и др., 1989; Лаврушин, Эпштейн, 2001; Андреичева, 2002]. Как результат очень сложного строения плейстоценового покрова [Лаврушин и др., 1989; Лаврушин, Эпштейн, 2001], вызванного многократными процессами неравномерной, местами очень глубокой ледниковой экзарации и интенсивного гляциотектонического дислоцирования подстилающих отложений, ледниковые горизонты часто накладываются один на другой, образуя мощные моренные накопления (наглядно это видно в обнажении о. Колгуева [Лаврушин, Эпштейн, 2001] и на сейсмоакустических профилях – рис. 3, 5–7. У пос. Варандей мощность таких существенно ледниковых отложений составляет около 180 м. Определенным свидетельством неоднородного строения мощных ледниковых комплексов в зоне Печорского мелководья является то обстоятельство, что в разрезах отдельных скважин (например, скв. 207 и 112) среди «мореноподобных суглинков» выделяются один-два интервала (мощностью в несколько метров) иных осадков (литостратиграфическая значимость последних не вполне ясна). По материалам бурения расчленить такие «сводные» ледниковые толщи на составляющие их горизонты практически невозможно.

В проведенной нами литостратиграфической корреляции разрезов скважин важным маркирующим горизонтом является верхневалдайский моренный комплекс (комплекс 3). В изученных обнажениях региона [Лаврушин, Эпштейн, 2001], на профилях НСП (рис. 3–7), в разрезах скважин (в случае наличия у него хорошо выраженной нижней границы – рис. 2), мощность этого ледникового горизонта колеблется, как

[1] В целом в восточной части Баренцева моря возраст отложений ССК I и ССК II установлен данными абсолютного датирования. Осадки первого комплекса отвечают времени не древнее 10 тыс. лет назад [Polyak, Mikhailov, 1996], а второго – имеют возрастные рамки 10–14 тыс [Polyak et al., 1995]

правило, от 3–5 м до 15–20 м (в области материковой суши максимальные значения мощности встречаются весьма редко [Андреичева, 2002]). С учетом вышеизложенного, в тех случаях, когда верхневалдайская морена прослеживается к вскрытому скважинами мощному (> 30–40 м) разрезу ледниковой толщи, то она условно ограничивается здесь мощностью 15–20 м, а нижележащая часть толщи, не имеющая четкой стратиграфической принадлежности, относится к плейстоценовому литостратиграфическому комплексу 5-n (?).

Литостратиграфические корреляции разрезов скважин зоны Печорского мелководья, в проведении которых, как уже отмечено, важнейшую роль играет горизонт верхневалдайской морены, базируются на геологических данных по району о. Колгуева и материковой суше. Первый район включает сам остров и прилегающую к нему с востока акваторию Печорского моря, где расположены скважины 3, 104, 109–111 (рис. 1). На о. Колгуеве развиты две валдайские морены и одна более древняя [Лаврушин, Эпштейн, 2001]; вблизи острова обе валдайские морены вскрыты скв. 104 (датированы голоценовые и средневалдайские межморенные отложения [Polyak et al., 2000]. К востоку от о. Колгуева на серии детальных сейсмоакустических профилей (НСП), протягивающихся с севера к зоне Печорского мелководья (один из крупных профилей приведен на рис. 3), отчетливо выделяются все сейсмостратиграфические комплексы (ССК), составляющие последний гляциоседиментационный цикл (сверху вних): голоценовые морские осадки ССК I, поздневалдайские гляциоморские отложения ССК II и верхневалдайская морена ССК III [Чистякова, 1997; Gataullin et al., 2001; Эпштейн, Лаврушин, 2003] – рис. 3–5, 9. Полный разрез этих осадков вскрыт скв. 3 (голоценовые образования датированы [Polyak et al., 2000] – рис. 1, 2. На указанных профилях НСП (рис. 3) верхневалдайская морена непрерывно прослеживается с севера к зоне Печорского мелководья (рис. 3–11); на глубинах менее 70–75 м она непосредственно перекрыта отложениями голоценовой трансгрессии (рис. 3, 6, 7, 8, 10, 11) –такие разрезы вскрыты скв. 109–111 (рис. 2, 3). На материковой суше (севере Печорской низменности) покров верхневалдайской морены является рельефообразующим. Он прослеживается от побережья морского бассейна на юг до зоны мощных морфологически хорошо выраженных конечно-моренных сооружений. Фрагменты отчетливо картируемого дугообразного сегмента этой зоны, протягивающегося от мыса Святой Нос на западе до низовьев Печоры на востоке [Лавров, 1981], вскрываются в известных обнажениях Вастьянский Конь и Хонгурей – рис. 1. В этих крупных обрывах р. Печоры наблюдается чешуйчатая напорная морена, залегающая на сложно дислоцированных аллювиальных песках [Эпштейн, 1990; Лаврушин, Эпштейн, 2001]. Проведенные здесь недавно работы [Tveranger et al., 1998; Astakhov et al., 1999; Henriksen et al., 2001] по сути подтвердили (сами авторы публикаций придерживаются другой трактовки) известные многочисленные определения [Гольберт и др., 1974 и др.] средневалдайского возраста подморенных песков. Так, из 17 проанализированных проб растительных остатков, собранных в песках обн. Вастьянский Конь [Tveranger et al., 1998; Astakhov et al., 1999], по 6 пробам получены датировки, причем 5 из них относятся к временному интералу 25–33 тыс. лет назад (в числе последних датированная AMS проба остатков мхов – 25.1 тыс. лет назад). В обн. Хонгурей методом AMS проанализировано 3 пробы остатков мхов [Henriksen et al., 2001], отобранных из толщи аллювиальных песков; получена одна дата – 38.7 тыс. лет назад. Горизонт подморенных аллювиальных песков, вскрывающийся в этих обнажениях, прослеживается на север – до устья р. Печоры (обн. мыса Болванский Нос) [Лаврушин, Эпштейн, 2001]. К востоку от устья реки, в районе Колоколковой губы (рис. 1), торф в подморенных отложениях имеет возраст 31.1 тыс. лет [Лаврушин, Эпштейн, 2001].

Выполненная нами корреляция разрезов скважин (рис. 2) позволяет сделать выводы о гораздо меньшем, чем представлялось [Polyak et al., 2000; Gataullin et al., 2001], ареале развития средневалдайских дельтово-авандельтовых осадков на Печорском мелководье и о том, что два участка этого района, где в разрезах скважин средневалдайские отложения не перекрыты верхневалдайской мореной, имеют сугубо локальный характер (менее 5–15 км в поперечнике) – рис. 1. Приведенные и другие данные позволяют для Печороморского шельфа реконструировать основные седиментологические и палеогеографические события позднего валдая – голоцена.

Ледниковая стадия позднего валдая знаменуется образованием мощного Новоземельского ледникового покрова (элемента сложно построенного Баренцевоморского ледникового щита), который при своем движении на юго-восток [Чистякова, 1997; Эпштейн и др., 1999; Андреичева, 2002] перекрыл Печороморский шельф и прибрежную материковую сушу, повсеместно налегая на ложе. Ледник активно дислоцировал и

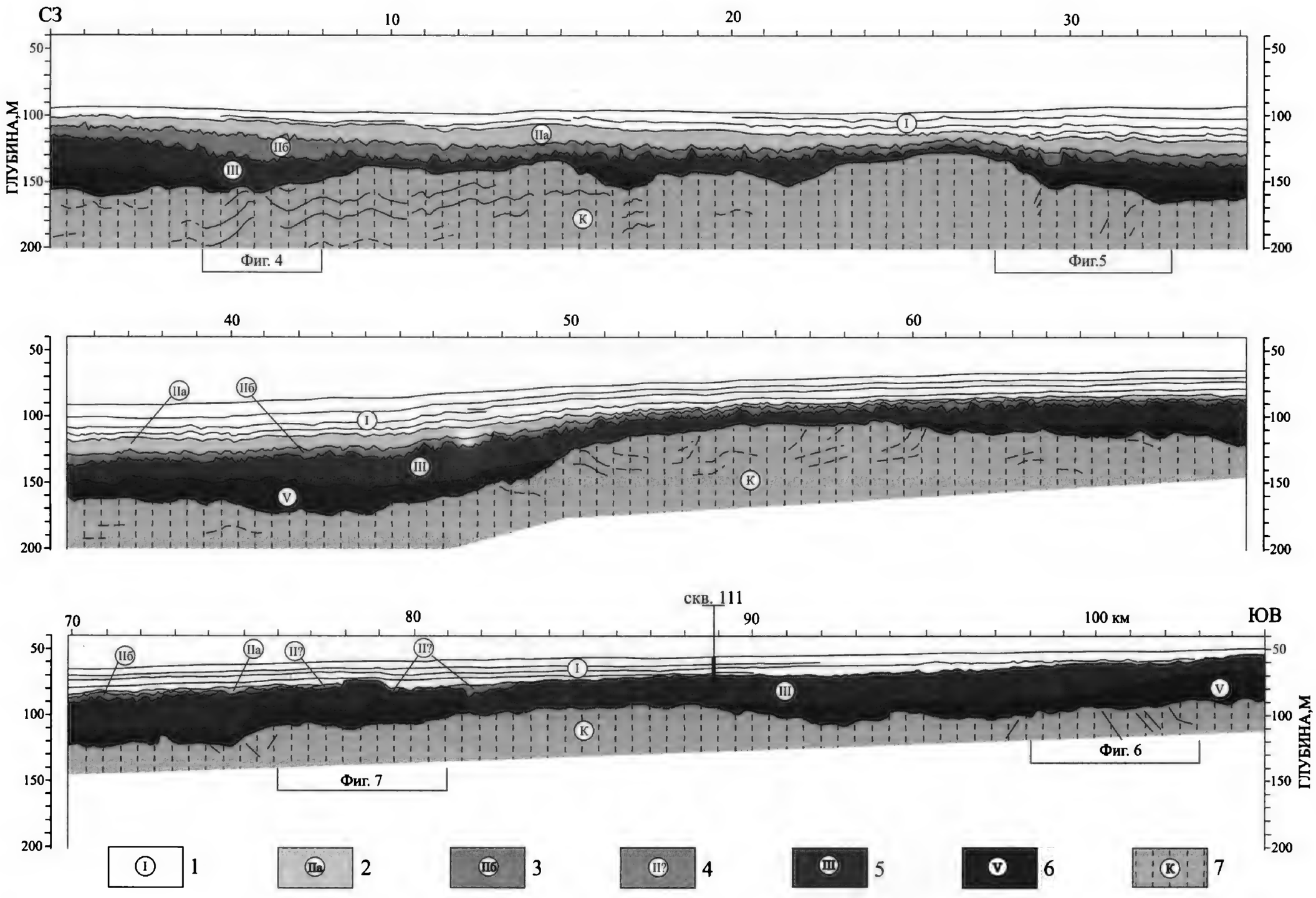


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по профилю НСП **А-А** (рис. 1). Построен исходя из расчета скорости распространения продольных волн 1500 м/с в водной среде и 1800 м/с в осадочной толще. Показано положение фрагментов сейсмоакустического профиля, приведенных на рис. 4–7. Разрез скв. 111 дан на рис. 2

1–6 – сейсмостратиграфические подразделения четвертичного разреза: 1 – ССК I; 2 – ССК IIа; 3 – ССК IIб; 4 – ССК II?; 5 – ССК III; 6 – ССК V; 7 – меловые отложения; отражающие границы: четкие – сплошные линии, нечеткие – пунктир; отдельные границы показаны в голоценовом горизонте (тонкие линии) и в меловой толще

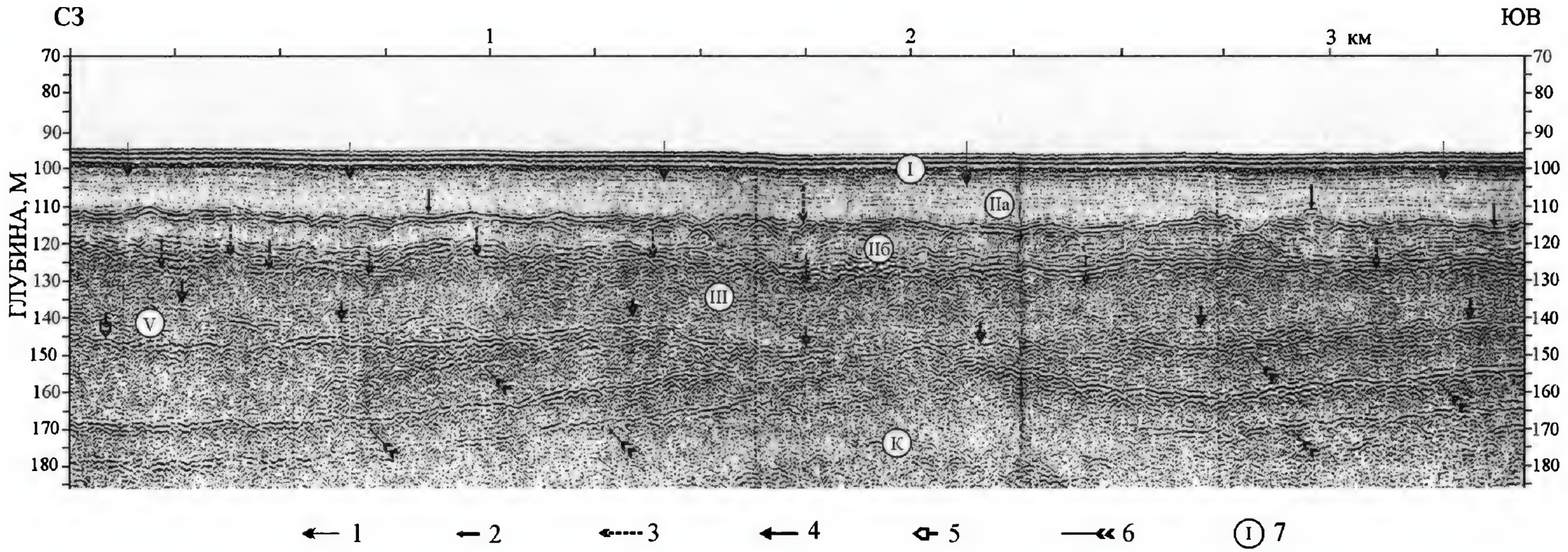


Рис. 4. Фрагмент сейсмоакустического профиля А-А (рис. 3). Полный разрез отложений последнего гляциоседиментационного цикла. Верхневалдайская морена залегает на меловых образованиях и частично – на нижневалдайских ледниковых отложениях. Подошва голоценовых морских осадков – она непрерывно прослежена вдоль всего профиля НСП (рис. 3) от расположенного юго-восточнее участка, где голоценовый горизонт со следами абразии залегает на верхневалдайской морене (рис. 7), – имеет здесь четкий, но менее контрастный характер, чем отражающие границы между нижележащими сейсмостратиграфическими единицами. На данном фрагменте профиля НСП, как и на последующих (рис. 5–11), вертикальный масштаб рассчитан исходя из скорости распространения продольных волн 1500 м/с, в связи с чем реальная мощность четвертичных отложений в 1.1–1.2 раза превышает значения, получаемые согласно приведенной шкале глубин.

1–5 – подошва сейсмостратиграфического подразделения: 1 – ССК I; 2 – ССК IIа; 3 – ССК IIб; 4 – ССК III; 5 – ССК V; 6 – отражающие границы в меловой толще; 7 – номера сейсмостратиграфических подразделений, К – меловые образования

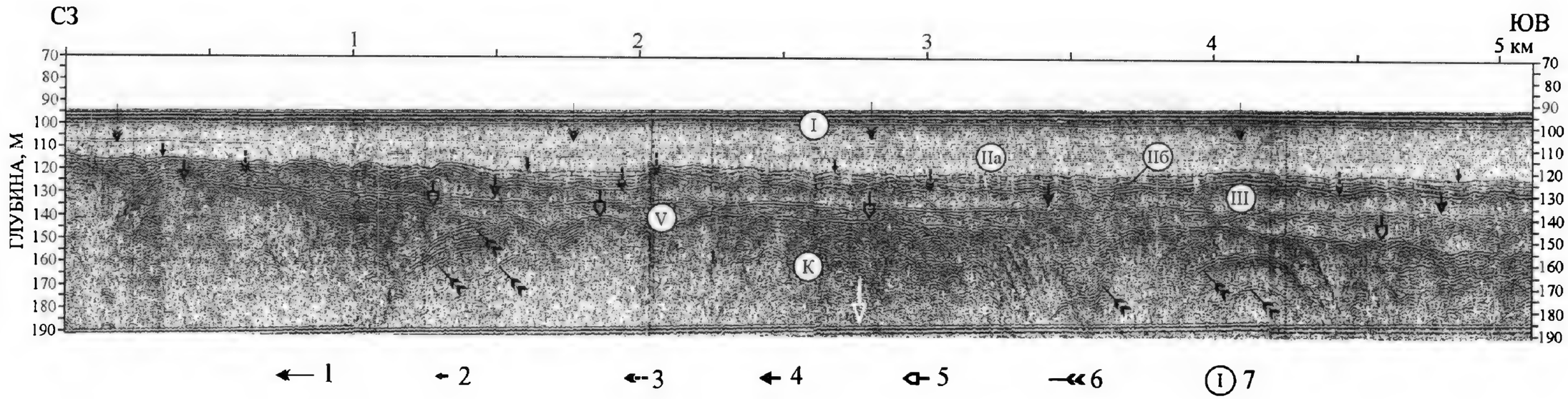


Рис. 5. Фрагмент северной части сейсмоакустического профиля **А-А** (рис. 3). Верхневалдайская морена, перекрытая толщей слоистых бассейновых позднеледниково-голоценовых осадков, залегает (кроме северо-западного краевого участка) на нижневалдайских ледниковых отложениях. Подошва последней несогласна относительно отражающих границ в нижележащей меловой толще.

Условные обозначения см. на рис. 4; белая стрелка – кратное отражение дна

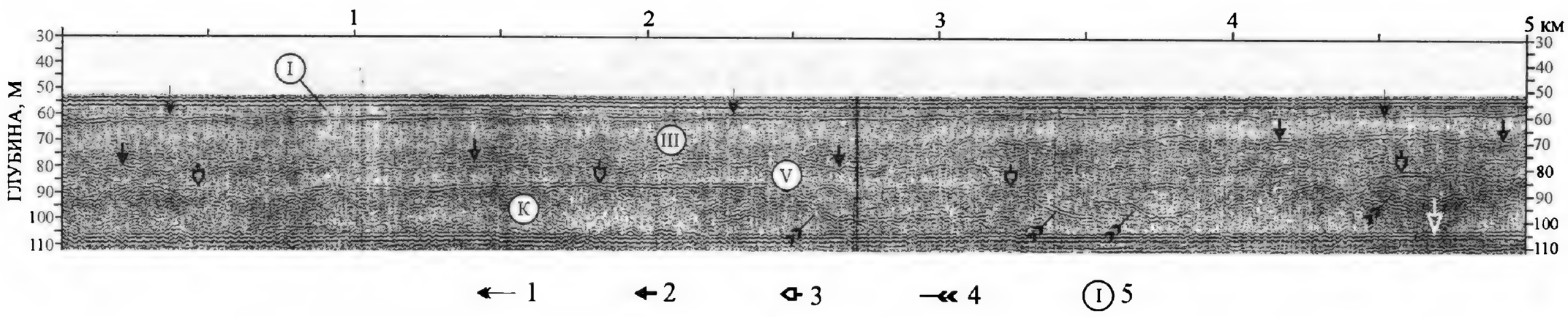


Рис. 6. Фрагмент южного окончания сейсмоакустического профиля **А-А** (рис. 3), непосредственно примыкающего к зоне Печорского мелководья. В разрезе наблюдаются (сверх вниз) голоценовые осадки, «сводная» ледниковая толща, состоящая их двух валдайских морен, и меловые отложения. Современные осадки имеют ровную подошву, возникшую в ходе голоценовой морской трансгрессии.

Условные обозначения см. на рис. 4–5

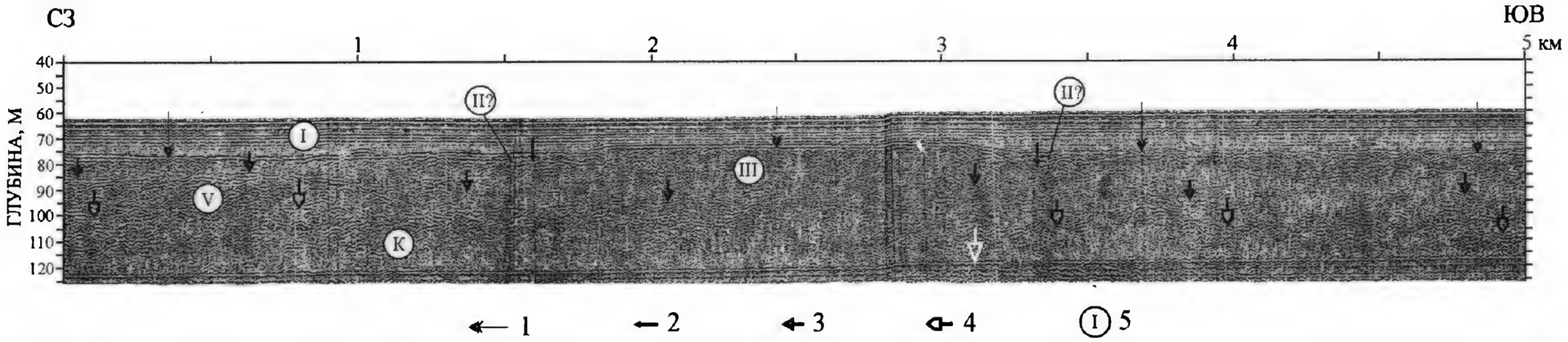


Рис. 7. Фрагмент сейсмоакустического профиля **А-А** (рис. 3). Слоистые голоценовые морские осадки с размывом залегают на верхневалдайской морене (наиболее ярко это выражено в пределах абразионной площадки в средней части профиля) и частично – на позднеледниковых (?) отложениях (ССК II?), сохранившихся в двух мелких западинах. Верхневалдайская морена залегает на нижневалдайской, подстилаемой меловыми образованиями.

Условные обозначения см. на рис. 4–5

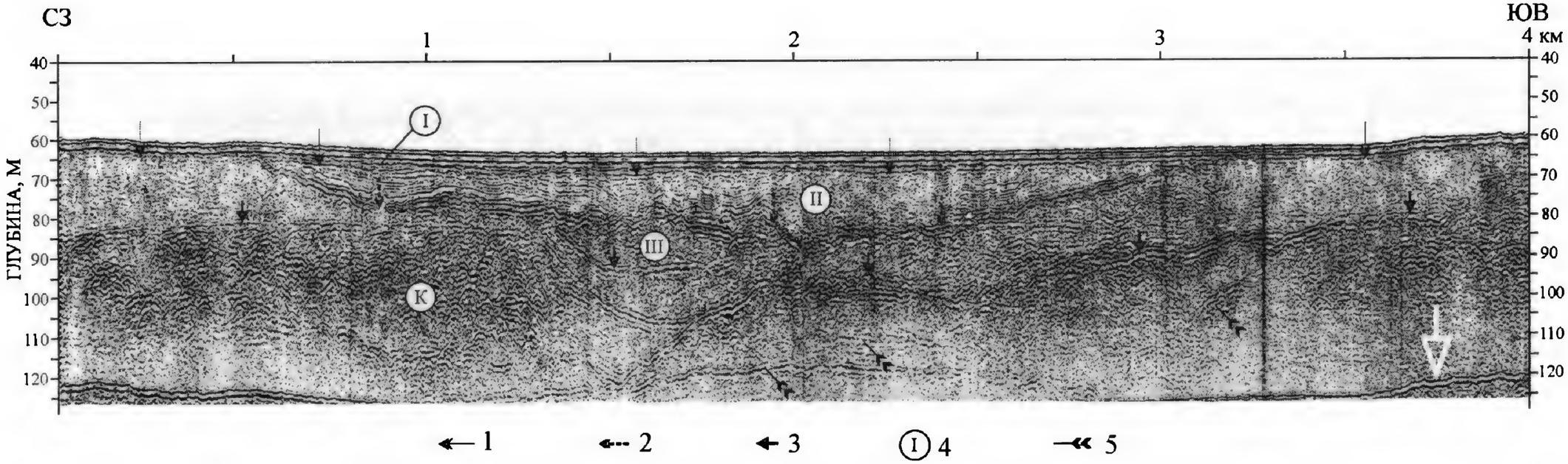


Рис. 8. Фрагмент сейсмоакустического профиля **Б** (местоположение на рис. 1). Верхневалдайская морена и залегающие на ней (сохранились в западине) позднеледниковые лимногляциальные тонко слоистые глины (ССК II) с размывом и абразионным выравниванием кровли перекрыты осадками голоценовой морской трансгрессии.

Условные обозначения см. на рис. 4–5

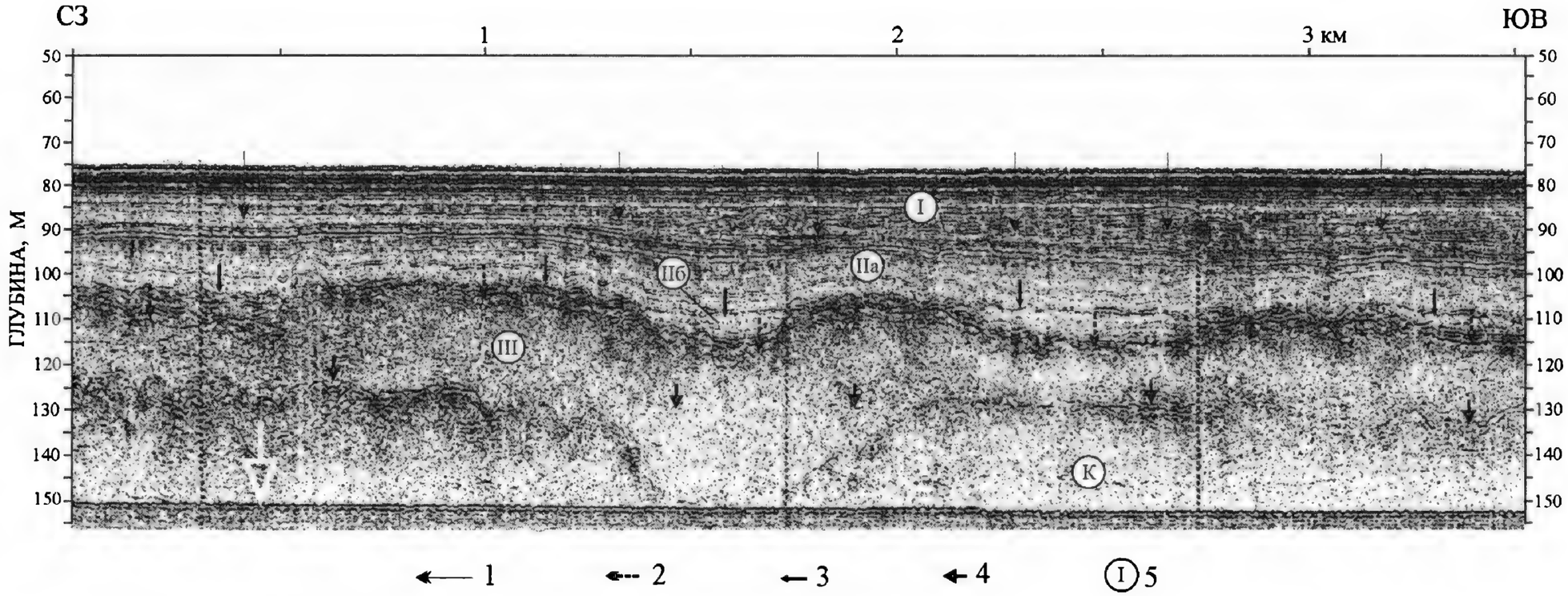


Рис. 9. Фрагмент сейсмоакустического профиля **В** (местоположение на рис. 1). Слоистые голоценовые морские отложения со слабо выраженным угловым несогласием (с размывом) перекрывают позднеледниковые слоистые гляциоморские осадки.

Условные обозначения см. на рис. 4–5

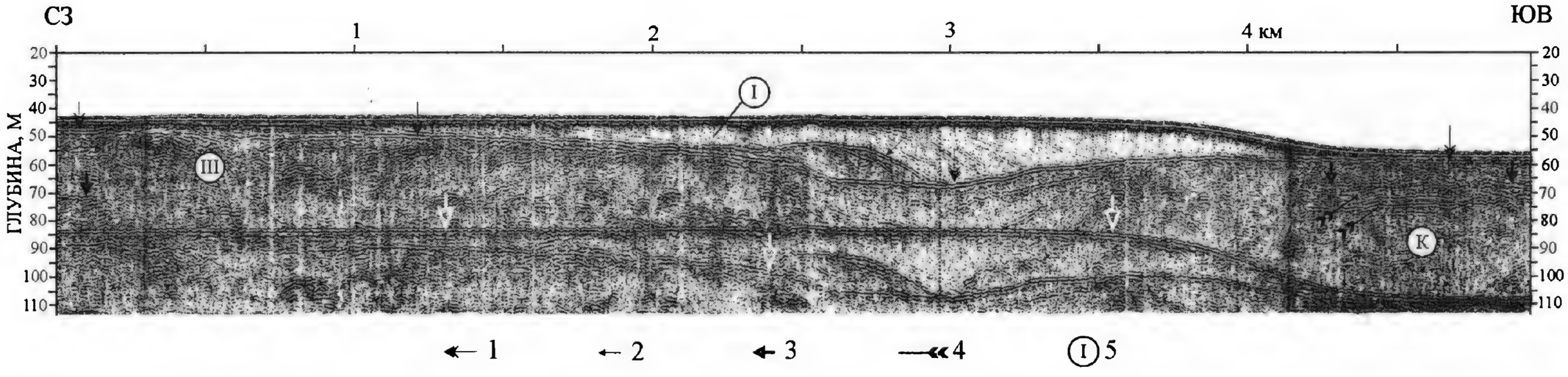


Рис. 10. Фрагмент сейсмоакустического профиля **Г** – южная часть (местоположение на рис. 1). Мощное реликтовое аккумулятивное береговое тело, сложенное голоценовыми песками, залегает на верхневалдайской морене. Кровля последней выровнена абразионными процессами.

2 – кровля аккумулятивного тела первой генерации; белые стрелки показывают различные кратные отражения; остальные условные обозначения см. на рис. 4–5

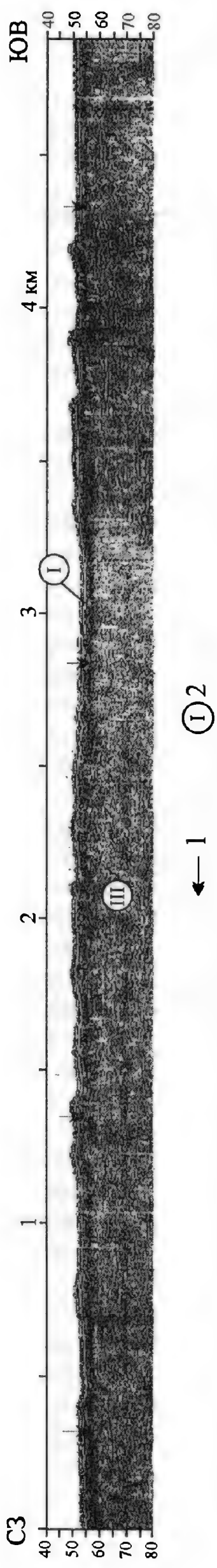


Рис. 11. Фрагмент сейсмоакустического профиля Г северная часть (местоположение на рис. 1). Песчаные волны на покрове голоценовых песков, перекрывающих верхневалдайскую морену.
Условные обозначения см. на рис. 4-5

эродировал подстилающие отложения: различные более древние плейстоценовые осадки (на самом шельфе в том числе и морские накопления предшествующего межледниковья) и слабо литифицированные породы мезозоя, ассимилируя продукты эрозии. Процессы ледниковой эрозии наиболее активно происходили, очевидно, в северной области шельфа (мористее современной изобаты 50 м), во многих участках имевшей уклоны, встречные движению ледниковых масс: на профилях НСП именно здесь верхневалдайская морена залегает на нижневалдайских ледниковых отложениях и на больших пространствах – непосредственно на меловых образованиях (рис. 3–9). В зоне Печорского мелководья эта морена часто налегает прямо на более древние морены (рис. 2) - данное явление иллюстрируют рис. 3, 6. В результате деятельности Новоземельского ледника в Печороморском регионе был сформирован покров верхневалдайской морены (мощность обычно до 15–20 м) и зона крупных конечно-моренных сооружений (рис. 1). Образование ледниковых отложений протекало согласно общим закономерностям [Лаврушин, Эпштейн, 2000] ледового типа литогенеза. Активные подвижки льда (отчасти, вероятно, серджевого типа) в краевой ледниковой зоне, произошедшие уже после времени образования пласта базальной морены, привели к тому, что в районе Колокольковой губы (рис. 1) была сложно гляциодислоцирована верхневалдайская морена вместе с подстилающими ее средневалдайскими отложениями [Лаврушин, Эпштейн, 2001]. Как показывают данные сейсмоакустических исследований (рис. 3–5, 8, 9), в соответствии с особенностями ледникового морфолитогенеза верхневалдайская морена приобрела на Печороморском шельфе субгоризонтально ровную ("режущую") подошву (последняя сохранилась и у более древних ледниковых отложений – рис. 4–6) и грядово-западинную кровлю.

В *позднеледниковье* на Печороморском шельфе развивались сложные геологические события, связанные главным образом с процессами деградации Новоземельского ледникового покрова, протекавшими на фоне начавшейся последниковой гляциоэвстатической морской трансгрессии. В начальную фазу дегляциации у фронта ледника образовалась серия подпрудных озер (в обн. Хонгурей ленточные глины одного из них залегают на верхневалдайской морене на отметках + 50–55 м [Лаврушин, Эпштейн, 2001; Henriksen et al., 2001]; ледниковые массы, занимавшие Печорское мелководье, в это же время, вероятно, начали стагнировать: существенно утоняться в

мощности и распадаться на отдельные разобщенные массивы мертвых льдов. Воды подпрудных озер, очевидно, неоднократно прорывали блокирующие их ледниковые дамбы, приподнимая или прорезая последние, и в виде мощных субгляциальных или открытых потоков устремлялись на север – на шельф (уровень Мирового океана в начале позднеледниковья находился на 100–150 м ниже современного [Алексеев и др., 1986; Fairbanks, 1989], и лишь к концу этого времени, как это будет показано ниже, поднялся до отметок около минус 70 м). Водные потоки катастрофических прорывов подпрудных озер обладали, по всей видимости, высокой эрозионной активностью; они инициировали и процесс восстановления нижнего отрезка современной долины р. Печоры. Эти водные потоки эродировали значительные участки ложа, вызывая глубокий размыв (отчасти почти полный, в результате которого на месте оставался лишь разрозненный грубообломочный материал) в первую очередь рыхлой верхневалдайской морены. Последнему в немалой степени способствовало то обстоятельство, что доверхневалдайские осадки находились в мерзлом состоянии (в начале ледниковья на осушенном Печорском мелководье эти отложения подверглись глубокому промерзанию [Мельников, Спесивцев, 1995]) и для временных потоков представляли собой своеобразное твердое ложе.

Следы деятельности (в значительной мере, видимо, субгляциальной) мощных водных потоков, связанных с эпизодическими прорывами ледниково-подпрудных дамб, выявляются на Печорском шельфе по материалам НСП. Наиболее наглядный, на наш взгляд, пример демонстрирует один из участков Поморского пролива (рис. 1). Здесь на субмеридиональном профиле НСП [Gataullin et al., 2001, фиг. 11], в зоне около 10 км шириной на абсолютных отметках минус 70–80 м наблюдаются латерально полностью разобщенные (отстоят друг от друга на расстояние до 3–6 км) фрагменты пласта верхневалдайской морены, которые имеют протяженность от <100 м до 1 км и более и мощность от первых метров до 10–15 м (этот разобщенный пласт осадков трактуется [Gataullin et al., 2001] как предположительно верхневалдайские ледниковые отложения, вероятно преобразованные солифлюкционными процессами или превратившиеся в дебрисфлоу). Остатки упомянутого выше моренного пласта и эродированная поверхность средневалдайских (?) отложений перекрыты акустически тонко слоистыми глинистыми, судя по характеру залегания, осадками (мощность до 10–15м), которые, по всей видимости, являются позднеледниковыми лимногляциальными. Во втором участке, расположенном к востоку от о. Колгуева, на серии профилей НСП в верхневалдайской морене вырисовывается длинное (> 20–25 км) северо-восточного простирания желобообразное углубление, днище которого имеет пологий уклон на северо-восток (отметки минус 60–70 м); вблизи своего северного окончания эта отрицательная форма морфологически выражена наиболее резко: имеет четко очерченные сглаженные борта и при ширине около 1 км достигает относительной глубины 10–15 м. Это желообразное углубление перекрыто самой крупной на Печороморском шельфе реликтовой аккумулятивной береговой формой (рис. 10), которая сформировалась при перемещении голоценовых песков в направлении, поперечном к простиранию углубления.

В области Печорского мелководья водные потоки катастрофических прорывов ледниково-подпрудных озер согласно региональному уклону текли в сторону Южно-Новоземельского желоба. Очевидно, одной из областей активного стока этих вод служили два упоминавшиеся ранее участка (рис. 1), где верхневалдайская морена не обнаружена в разрезах скважин. Морена последнего оледенения, размытая здесь высокоскоростными водными потоками, имела небольшую мощность, не превышавшую, как представляется, первые метры (в скв. 384, расположенной вблизи одного из участков, мощность верхневалдайской морены составляет 4.5 м – рис. 2)

При отступлении края таявшего Новоземельского ледника на север приледниковые озерные водоемы стали возникать и на самом шельфе. В одном из таких водоемов, располагавшемся к востоку от Печорской губы (в Поморском проливе он протягивался, вероятно, от района скв. 201, 202 и 385 на запад), на морене последнего оледенения (отметки минус 50–60 м) возник мощный (до 30–35 м) покров темно-серых, черных ленточноподобных глин – рис. 1. В завершающую стадию накопления последних уровень данного озера находился на отметках не ниже минус 25–30 м.

На начальном этапе дегляциации Печороморского шельфа крупный внутриледниковый водоем возник и к востоку от о. Колгуева. Он активно расширялся на север, запад и восток и позднее, получив на западе некоторую связь с океаном, превратился в обширный полузамкнутый сильно опресненный морской бассейн, обрамленный ледяными берегами. Уровень этого водоема не был постоянным. Сначала он располагался на абсолютных отметках не ниже минус 50–60 м (об

этом свидетельствуют мощные тонко слоистые лимногляциальные глинистые осадки, сохранившиеся в локальной западине кровли верхневалдайской морены – рис. 8; особенности залегания последних указывают на их первоначально гораздо более широкое площадное распространение). Позднее, по мере расширения бассейна и превращения в полузамкнутый морской, уровень его заметно снизился, в итоге начав соответствовать океанскому того времени, но затем стал гляциоэвстатически повышаться, хотя к голоцену так и не достиг своих высоких начальных отметок. В этом водоеме, исключая его самую начальную чисто озерно-ледниковую стадию, происходили весьма интенсивные процессы гляциоморской седиментации, которая охватила основную площадь Печороморского шельфа (за пределами современной изобаты 70–75 м) – рис. 1. В результате активной деятельности субгляциальных талых вод, выносивших в водный бассейн огромные массы ледникового минерального вещества, за счет доминирующих тонких фракций последнего в морском водоеме преобладающее развитие получило лавинное накопление тонко слоистых коричневых глин – гляциосуспензитов [Эпштейн, Лаврушин, 2003]. Эти осадки, в большинстве случаев непосредственно перекрывшие верхневалдайскую морену, в пределах крупных отрицательных форм достигли мощности в десятки метров [Эпштейн, Лаврушин, 2003] при максимальной (до 60–70 м) – в Южно-Новоземельском желобе [Gataullin et al., 2001]. К востоку от о. Колгуева в начальный период гляциоморской седиментации широкое развитие получили мощные (до 20–25 м) слоистые субмаринные флювиогляциальные осадки приледниковых конусов выноса (рис. 1, 3–5, 9), которые формировались на верхневалдайской морене пряма у края медленно отступавшего Новоземельского ледника и позднее были перекрыты гляциосуспензитами [Эпштейн, Лаврушин, 2003]. В пределах данного района эти разновидности гляциоморских осадков составляют достаточно мощные и сейсмоакустически отчетливо различимые и латерально прослеживаемые подразделения разреза, что позволяет здесь выделять их в качестве самостоятельных подкомплексов ССК II: гляциосуспензиты – ССК IIа, субмаринные флювиогляциальные отложения приледниковых конусов выноса – ССК IIб (рис. 3–5, 9).

В зоне Печорского мелководья по мере таяния ледниковых полей и возобновления стока Пра-Печоры образовалась обширная аллювиально-озерно-болотная равнина (в одной из морских скважин у пос. Варандей среди перекрывающих верхневалдайскую морену отложений на абсолютной отметке минус 15 м обнаружен слой торфа возрастом 10.3 тыс. лет [Вейнсбергс и др., 1995]. Занимавший большие пространства сложный латерально изменчивый комплекс дельтово-аллювиальных осадков (от песков до тонких глин) протянулся на северо-восток к Южно-Новоземельскому желобу. Мощность накоплений этого комплекса в целом, вероятно, невелика, хотя весьма изменчива (обычно от первых метров до 25–30 м); максимальных значений она достигает вблизи желоба – в зоне преобладающего развития дельтовых образований. Здесь, в районе современной 50-метровой изобаты, на «читаемом» отрезке одного из профилей НСП под субгоризонтально залегающими голоценовыми осадками (< 5–10 м) наблюдаются мощные (40–50 м) отложения с полого наклонными (падение на север) структурами латерального наращивания (не исключено, что наиболее молодые из этих дельтовых накоплений являются раннеголоценовыми).

Голоценовое время характеризуется становлением на Печороморском шельфе современного открытого морского бассейна. К началу (или в самом начале) голоцена акватория морского водоема практически освобождается от ледниковых масс [Левитан и др., 2003]; находясь еще на достаточно низких абсолютных отметках, этот открытый бассейн приобретает гораздо более высокую, сравнительно с условиями позднеледниковья, гидродинамическую активность. В результате в самом начале голоцена явления, которые сопутствовали продолжавшемуся гляциоэвстатическому подъему уровня моря, впервые начинают отчетливо проявляться в морфологии морского дна и характере осадков. Данные НСП показывают, что в целом ряде участков шельфа на абсолютных отметках минус 70–75 м верхневалдайская морена и перекрывавшие ее позднеледниковые осадки подверглись интенсивной морской абразии. Так, на одном из профилей НСП восточнее о. Колгуева (рис. 3) среди находящегося на этих отметках протяженного участка горизонтальной выровненной поверхности верхневалдайской морены, перекрытой голоценовыми отложениями, встречен километровой протяженности своего рода моренный останец с практически горизонтально срезанной поверхностью на абсолютных отметках минус 72–72 м (рис. 7). Эта картина резко отличается от наблюдаемой на том же профиле НСП (рис. 3) в 10-15 км севернее, где в условиях абсолютных отметок минус 85–90 м проявления морской абразии отсутствуют; здесь свою первично неровную кров-

лю сохранили не только верхневалдайская морена, но и залегающие на ней субмаринные флювиогляциальные осадки приледниковых конусов выноса. На одном из участков другого профиля НСП (рис. 8), отчетливо видно, что на абсолютных отметках минус 65–70 м абразионному размыву подверглись не только морена последнего оледенения, но и перекрывавшие ее достаточно мощные, судя по характеру сохранившегося их фрагмента, позднеледниковые лимно-гляциальные глины. К востоку от о. Колгуева голоценовые морские пески, с размывом залегающие на верхневалдайской морене, вскрыты скважинами 3 и 111 на абсолютных отметках соответственно минус 59 м и 65м (рис. 1–3). Голоценовая активизация гидродинамических процессов, особенно ощутимая в волноприбойной зоне, участками проявилась и в области относительных глубин 10–30 м того времени. Так, на отдельных профилях НСП в зоне абсолютных отметок минус 90–95 м голоценовые слои залегают на позднеледниковых коричневых глинах (гляциосуспензитах) с некоторым размывом, выраженном в виде небольшого углового несогласия между подошвой голоценового горизонта и непосредственно нижележащими слоями (рис. 8). Абсолютные отметки около минус 70 м, которые отвечают уровню моря на Печороморском шельфе в начале голоцена[1] находятся в ряду тех значений (минус 50–70 м), которыми разные исследователи [Алексеев и др., 1986; Fairbanks, 1989] определяют уровень Мирового океана в интервал времени 10 тыс. лет назад.

В ходе голоценового этапа гляциоэвстатического подъема уровня моря – при прохождении волноприбойной зоны вверх по склону от абсолютных отметок порядка минус 70 м до нынешнего ее положения – участки Печороморского шельфа, затапливавшиеся водами морской трансгрессии, в разной мере подвергались процессам абразии в зависимости от характера слагающих их осадков и геоморфологических особенностей (крутизны и ориентировки склонов). Однако в целом в результате голоценовой трансгресии на шельфе возникла огромная масса песчаного материала. Последний при своем поперечном (относительно палеобереговой линии) перемещении в отдельных участках в диапазоне абсолютных отметок от минус 60 м до минус 10–20 м сформировал ряд ныне затопленных береговых аккумулятивных тел. Наиболее мощная (до 20–25 м) и крупная из таких песчаных аккумулятивных форм (5–10 х 25–30 км) – о ней речь шла выше – наблюдается к востоку от о. Колгуева. Песчаный покров (до 5–7 м), среди которого развита эта форма, залегает на выровненной абрадированной поверхности верхневалдайской морены, имеющей абсолютные отметки минус 50–60 м (рис. 10). Рассматриваемое аккумулятивное тело возникло в результате двух генераций, из которых последняя форма, намного более крупная, перекрыла первую. Оба песчаных тела имеют отчетливое косослоистое строение (падение слоев в южных румбах) – рис. 10. Одна из хорошо выраженных в рельефе морского дна реликтовых береговых форм, располагающихся на абсолютных отметках около минус 20–30 м, вскрыта скв. 204; пески, слагающие эту форму, венчают разрез скважины (рис. 2). В ходе голоценовой морской трансгрессии произошло и постепенное отступление дельты Печоры и обрамлявшей ее зоны авандельновых осадков на юго-запад – до современной позиции.

В результате всех этих явлений в течение голоцена на Печороморском шельфе сформировался неоднородный по мощности покров глинисто-алеврито-песчаных морских, в меньшей мере – аллювиально-дельтовых и авандельтовых осадков (рис. 2). В распределении мощностей морских отложений наблюдается прямая связь с положением обрамляющих бассейн источников сноса – участков островной и материковой суши. Поскольку в ходе морской трансгрессии размыву были подвергнуты прежде всего районы южного побережья, сложенные рыхлыми плейстоценовыми накоплениями, голоценовые осадки наибольшую мощность (до 25–30 м) имеют в зоне Печорского мелководья; в северном направлении, по мере удаления от материковой суши и увеличения глубин моря, их мощность сокращается до 5 м и менее (рис. 3).

Горизонт голоценовых морских осадков, возникший в ходе гляциоэвстатической трансгрессии, в очень редких случаях представляет собой классический пример вертикального утонения структуры осадков в связи с ростом глубин моря. В зависимости от конкретных (локальных) условий в голоценовом разрезе наблюдается достаточно пестрая картина вертикальной структурной зональности отложений (рис. 2), при этом верхи разреза нередко имеют более крупнозернистый состав, чем низы – например, скв. 3 (рис. 2). В целом голоценовые морские осадки имеют более грубый состав, чем поздневалдайские гляциоморские. Это проявляется и в значительной роли алеврито-песчаных отложений в разрезе и в

[1] Нельзя, однако, исключить, что первые активные проявления процессов гляциоэвстатической трансгрессии на Печороморском шельфе не относятся к непосредственно предголоценовому времени

насыщенности голоценовых глинистых осадков обломочными частицами. Если в позднеледниковых глинах пелитовое вещество содержится нередко в количестве 80–92%, то в голоценовых – оно составляет обычно 50–65%. Даже в области максимальных глубин Печорского моря (в Южно-Новоземельском желобе) развиты алевритово-глинистые осадки [Левитан и др., 2003]. В алеврито-глинистых отложениях Печорского моря заметна примесь песчаных частиц, нередко присутствует и грубообломочный материал. Последний в виде гравийных зерен встречен нами в пробах приповерхностных алевритов Поморского пролива; хорошая окатанность эти обломков свидетельствует об их пляжевой природе. Эти наблюдения, а также сделанные в других районах Баренцева моря [Эпштейн, Гатауллин, 1993; Эпштейн, 1995], позволяют считать, что грубообломочный и песчаный (прежде всего среднекрупнопесчаный) материал, рассеянный в тонких осадках Печорского моря, является продуктом ледового разноса (морские припайные льды).

Значительная ледовитость Печорского моря (морские льды почти 9 месяцев в году покрывают водную поверхность), резко сокращает продолжительность волновой, по А.П. Лисицыну [1966], экспозиции акватории и соответственно делает более низкой его гидродинамическую активность сравнительно с западными районами Баренцева моря. В результате здесь формируются хуже сортированные осадки (в первую очередь, пески и алевриты со значительным содержанием пелитовой фракции), а область развития современных тонкозернистых отложений начинается со сравнительно небольших глубин моря. На Печороморском шельфе пески распространены до изобаты 40–55 м; на бóльших глубинах (хотя участками и на меньших) накапливаются алеврито-глинистые осадки. На песчаном покрове встречаются поля развития песчаных волн площадью более десятков квадратных километров. Одно из таких полей на глубинах 40–50 м расположено к востоку от о. Колгуева (рис. 1). Песчаные волны имеют здесь асимметричное строение (длина 100–300 м, высота до 2–3 м) с более крутым и коротким склоном, обращенным на юг (рис. 11) – в сторону распространения наиболее частого и сильного северо-западного ветрового волнения. Влияние твердого стока р. Печоры ограничивается зоной мелководья (глубины < 50 м), где осаждается практически весь выносимый рекой материал [Кленова, 1960], под влиянием течений транспортируемый к востоку от Печорской губы и формирующий поле авандельтовых образований.

***

Таким образом, в позднем валдае-голоцене на Печороморском шельфе в полной мере проявились события последнего гляциоседиментационного цикла. По характеру седиментологических и палеогеографических явлений этот цикл, сопровождавшийся процессами гляциоэвстатического изменения уровня моря, отчетливо разделяется на 3 этапа (стадии): 1 – оледенение шельфа (поздний валдай), 2 – дегляциация (позднеледниковье) и 3 – стадия функционирования открытого морского бассейна (голоцен).

Стадия оледенения Печороморского шельфа протекала в условиях низкого стояния уровня Мирового океана. Новоземельский ледниковый покров, двигавшийся по шельфу, повсеместно налегал на подстилающие отложения, гляциотектонически дислоцируя и экзарируя последние. На возникшей зрозионой поверхности в соответствии с особенностями ледникового типа седиментогенеза сформировался покров континентальной морены.

Две последующие стадии гляциоседиментационного цикла (наиболее отчетливо это проявилось в завершающей) протекали в условиях морской трансгрессии.

В стадию дегляциации на шельфе возникли обстановки бассейнового осадконакопления: озерно-ледникового и гляциоморского. Все седиментационные процессы контролировались ледниковым фактором; последним определялись источники терригенного материала, способы его поставки в водный бассейн и весьма специфические процессы осадконакопления, имевшие лавинный характер. Участки, непосредственно прилегавшие к фронту отступающего ледникового покрова, явились внутришельфовыми депоцентрами гляциоморского осадконакопления.

Стадия открытого морского бассейна резко выделяется возросшей общей гидродинамической активностью водоема, что проявилось, в первую очередь, в повсеместном накоплении в той или иной мере более грубых отложений. Осадкообразование стало подчиняться закономерностям морской терригенной седиментации. Определяющее влияние приобрели следующие факторы: общие и локальные особенности гидродинамического режима, испытывающие влияние ледовых условий, а также близость и характер “внешних” источников сноса – обрамляющих бассейн участков суши. Наиболее интенсивное осадконакопление происходило в окраинных зонах шельфа.

В процессах осадкообразования и палеогеографических явлениях двух последних стадий гляциоседиментационного цикла определенную, но явно подчиненную роль, играла деятельность современной и Пра-Печоры.

Авторы выражают признательность руководству АМИГЭ (г. Мурманск) за предоставление сейсмоакустических материалов и данных инженерно-геологического бурения.

Литература

Алексеев М.Н., Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Четвертичная геология материковых окраин. М.: Недра, 1986. 243 с.

Андреичева Л.Н. Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 322с.

Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я., Савваитов А.С., Якубовская И.Я. Позднечетвертичная история развития побережья Печорского моря. Корреляция палеогеографических событий: материк-шельф-океан (материалы конференции). М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 108–112

Гольберт А.В., Гудина В.И., Зудин А.Н., Сухорукова С.С., Троицкий С.Л., Юдкевич А.И. Вастьянский Конь – опорный плейстоценовый разрез севера Печорского края. Новосибирск: ИГИГ СО АН СССР, 1974. С. 137–210

Кленова М.В. Геология Баренцова моря. М., Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.

Лавров А.С. Субгляциальные компрессионные моренны Баренцевоморского ледникового щита. Бюллетень по изучению четвертичного периода, 1981, № 51. С. 51–60

Лаврушин Ю.А., Чистякова И.А., Гайдаманчук А.С., Голубев Ю.К., Васильев В.П. Строение и вещественный состав отложений гляциального палеошельфа Большеземельской тундры // Литология кайнозойских отложений. М.: ГИН АН СССР, 1989. С. 3–51

Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г. Особенности ледового типа литогенеза. Бюллетень МОИП, отд. геол., 2000. Т. 75. Вып. 6. С. 14–29

Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г. Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и в южной части Баренцева моря (по материалам изучения естественных опорных разрезов). Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2001, № 64. С. 35–60

Левитан М.А., Беляев Н.А., Буртман М.В., Дюплесси Ж.-К., Хусид Т.А. История голоценовой седиментации в Южно-Новоземельском желобе. Литология и полезные ископаемые, 2003, № 6. С. 660–672

Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.

Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995. 198 с.

Онищенко С.В., Бондарев В.Н. Стратиграфия и палеогеографические особености разрезов Печороморского мелководья. В сб. Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей. М.: Наука, 1988. С. 142–150

Печорское море. Системные исследования (ред. Е.А. Романкевич, А.П. Лисицын, М.Е. Виноградов), М.: "Море", 2003. 502 с.

Чистякова И.А. Осадконакопление и история четвертичного мелководного гляциального шельфа (на примере Печорского моря). Автореферат дис. … канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1997. 24 с.

Эпштейн О.Г. Обнажение Вастьянский Конь на Нижней Печоре – разрез мощного конечно-моренного сооружения в активной краевой зоне Новоземельского ледникового покрова. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, 1990. № 59. С. 14–28

Эпштейн О.Г. Усовершенствованная пятибальная шкала для визуальной оценки окатанности обломочного материала и некоторые полученные результаты. Литология и полезные ископаемые, 1995, № 6. С. 654–666

Эпштейн О.Г., Валпетер А.П., Широков С.И. Особенности рельефа, донных отложений и условия формирования осадочного чехла юго-восточной части Баренцева моря в связи с оценкой общих инженерно-геологических условий. Геология, нефтегазоностность, инженерно-геологические условия и методы изучения шельфа. Труды ВНИИморгео, 1983. С. 62–69

Эпштейн О.Г., Гатауллин В.Н. Литология и условия образования четвертичных отложений восточной (Приновоземельской) части Баренцева моря. Литология и полезные ископаемые, 1993. № 1. С. 119–124

Эпштейн О.Г., Лаврушин Ю.А. Гляциоморская седиментация как особая стадия шельфового осадконакопления. Доклады Академии Наук, 2003. Т. 393. № 4. С. 521–523

Эпштейн О.Г., Романюк Б.Ф., Гатауллин В.Н. Плейстоценовые Скандинавский и Новоземельский ледниковые покровы в южной части Баренцевоморского шельфа и на севере Русской равнины. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1999. № 63. С. 126–149

Astakhov V.I., Svendsen J.I., Matiouchkov A., Mangerud J., Maslenikova O., Tveranger J. Marginal formation of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia. Boreas, 1999. V. 28. P. 23–45

Fairbank R.G. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, V. 342. № 6250. P. 637–642

Gataullin V., Mangerud J., Svendsen J.-I. The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern *Barents Sea.* Global and Planetary Change, 2001, V. 31. P. 453–474

Henriksen M., Mangerud J., Maslenokova O., Tveranger J. Weichselian stratigraphy and glaciotectonic deformation along the Pechora River, Arctic Russia. Global and Planetary Change, 2001. V. 31. P. 297–319

Mangerud J., Astskhov V., Svendsen J.-I. The extent of the Barents-Kara ice sheet during the Last Glacial

Maximum. Quaternary Science Reviews, 2002. V. 21. P. 111–119

Polyak L., Gataullin V., Okuneva O., Stelle V. New constrains on the limits of the Barents-Kara ice sheet during the last Glacial Maximum based on borehole stratigraphy from the Pecxhora Sea. Geology, 2000. V. 28. № 7. P. 611–614

Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Jull A.J.T. Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea. Geology, 1995. V. 23. № 6. P. 567–571

Polyak L., Mikhailov V. Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence. Andrews J.T., Austin W.E.N., Bergsten H., Jennings A.E. (eds.) Late Quaternary palaeoceanography of the North Atlantic margin, Geological Society Special Publication, 1996. № 111. P. 323–337

Tveranger J., Astakhov V., Mangerud J., Svendsen J.I. Signature of the last shelf-centered glaciation at a key section in the Pechora basin, Arctic Russia. Journal of Quaternary Science, 1998. V. 13. № 3. P. 189–203

ВОСПОМИНАНИЯ О Е.В. ШАНЦЕРЕ

В.И. Елисеев

Е.В. Шанцер был не только первоклассным ученым, но и превосходным человеком – человеком широкой души, доброжелательным, простым в обращении, общение с ним доставляло истинное удовольствие. Евгений Виргильевич обладал большим чувством юмора, любил выкинуть шутку, при этом вместе с другими сам заразительно смеялся

Работая в Геологическом институте, я с удовольствием ходил слушать курс лекций Шанцера по четвертичной геологии в МГРИ. Пришел однажды на первую лекцию пораньше и стал наблюдать за входящими в аудиторию студентами. Один из студентов высокого роста поразил меня поистине огромной черной, как смоль, бородой.

И вот входит Шанцер, сразу замечает огромного роста бородача и восклицает: "Мне приятно, что на моей лекции присутствует Фидель Кастро". Вы прыснули со смеху.

Евгений Виргильевич любил повторять фразу такого содержания: "На конференцию в Ленинград отправляется истинно русская комиссия: Келлер, Меннер и Шанцер". Однажды в нашей комнате зашел договор об опере "Кармен". Одна из женщин посетовала: "Была на представлении и очень огорчилась от того, что в роли Кармен выступала довольно пожилая женщина". Шанцер: "Ничего противоестественного нет, и Кармен может постареть". Все рассмеялись.

Как-то на одном из совещаний в Средней Азии к Шанцеру подошла экстравагантная женщина и сказала ему: "Евгений Виргильевич, Вы здорово похожи на Маяковского". Шанцер тут же отреагировал: "Вы абсолютно правы, у меня, как и у Маяковского, нос между глаз".

Мне посчастливилось работать в полевых условиях с Евгением Виргильевичем и его женой Тамарой Михайловной: в 1960 г. на Русской равнине и в 1962 г. в Средней Азии и Казахстане. Между этой супружеской парой были чрезвычайно нежные отношения, полное взаимопонимание. Когда Евгений Виргильевич обращался к Тамаре Михайловне, я всегда слышал только одно ласковое слово: "Тамусенька". Тамара Михайловна называла мужа любовно: "Виргилька", реже – "Женечка"

Поездки с Тамарой Михайловной и Евгением Виргильевичем оставили в моем сознании неизгладимое очень приятное впечатление. Я многому научился у Евгения Виргильевича. Мне приходилось вместе с ним бывать на совещаниях и конференциях; его выступления всегда поражали слушателей убедительностью рассуждении, логическим мышлением и необыкновенными знаниями по обсуждаемому вопросу. Ещё об одной шутке, на одном из совещаний в Географическом институте АН СССР Шанпер, делая сообошние, произносил известные песчаные пустыни Средней Азии Муюкумы и Кызылкумы с ударением на последнем слоге. Председательствущий академик И.П. Герасимов заметил: "У вас ударение ошибочное", Шанцер отреагировал так: "Что кум, что кума".

Евгений Виргилъевич – высоконравственный человек, высокоэрудированный- ученый, отлично разбиравшиеся не только в геологии четвертичных отложени (включая генетические типы), но и в геологии вообще, начиная от докембрия и кончая голоценом. Он был прекрасным поэом-лектором, поэтом-оратором, настоящим поэтом, философом.

К сказанному я добавил вот что:

Ученый Шанцер – наш кумир,
Прославил "гео" на весь мир!
Он и философ, и мудрец,
К тому ж храбрец и удалец!

О.А. Липина

Из геологов ГИНа я раньше всего была знакома с Евгением Виргильевичем Шанцером, и не только с ним самим, но и с его семьей, т.к. мы были соседями по квартире на Пятницкой улице, в доме, где на втором этаже была квартира президента АН СССР и там жили в разное время Карпинский и Комаров. Я ещё была девочкой, когда между нашими семьями завязались более чем добрососедские, – дружеские отношения. Семья Шанцеров состояла из бабушки (бывшей политкаторжанки, вдовы известного революционера Виргилия Шанцера), Евгения Виргильевича, жены его Тамары Михайловны Микулиной (геолога, тоже четвертичника) и их маленькой дочки Вивочки (Вергинии). Потом мы поздравили их с рождением сына Алеши. Шанцеры были удивительно милой молодой четой. И совершенно разные, как внешне, так и внутренне. Евгений Виргильевич – круглолицей, светловолосый, с прозрачными голубовато-серыми глазами под

густыми мохнатыми бровями, с доброй открытой улыбкой. Движения и речь спокойные, слегка медлительные. Тамара Михайловна – огонь. Брюнетка, с прямым носом, с лучистыми карими (или тёмно-серыми?) глазами и такой же лучистой и широкой улыбкой, возникающей сразу, сменяя серьезное выражение лица, без постепенного перехода. Быстрая в движениях, очень деятельная, активная, живая, доброжелательная, любящая людей и любимая ими. У неё был красивого тембра голос и заразительный весёлый смех. Оба они были учениками Георгия Фёдоровича Мирчинка, влюблёнными в своего учителя и в свою профессию. Этим энтузиазмом и интересом к четвертичной геологии и геоморфологии Тамара Михайловна заразила и меня следующим летом, когда я поехала с ней в качестве коллектора в Белоруссию. И я мечтала быть геоморфологом, но судьба решила иначе.

Когда я училась в МГРИ, Евгений Виргильевич не вел у нас систематического курса, но во-первых, он замещал иногда Мирчинка, который по каким-либо причинам не мог читать лекцию, а затем вел геологический кружок. Читал он очень хорошо, увлекательно и интересно.

В 1937 г., когда я кончала МГРИ, он был руководителем моей дипломной работы. В начале моим руководителем назначен был М.С. Швецов, т.к. работа считалась литологической, но от него я не могла добиться, чтобы он хотя бы прочел ее, а близко к сроку защиты он вообще отказался от меня. Тогда я обратилась с просьбой к Евгению Виргильевичу. Он сначала сказал, что это не по его специальности, но когда я объяснила ему ситуацию, он согласился меня выручить. И в этом мне сильно повезло, – Евгений Виргильевич незамедлительно прочел мою работу, сделал несколько замечаний, и я успешно защитила.

Н.Г. Судакова

Судьба подарила мне незабываемые воспоминания о выдающемся геологе, литологе, родоначальнике учения о генетических типах континентальных отложений – Евгении Виргильевиче Шанцере, хотя мне и не пришлось работать непосредственно под его руководством

Воспоминание первое связано с одной из геологических экскурсий по Подмосковью в далеких семидесятых, в которой принимали участие многие "четвертичники" – Е.В. Шанцер, А.И. Москвитин и другие известные исследователи. Тогда на меня произвело сильное впечатление то, какой активный интерес Е.В. проявлял к демонстрируемым разрезам. Весьма поучительно было наблюдать нам, молодым специалистам, как маститый ученый – теоретик, создатель учения – скрупулезно в обнажении изучает слоистость, состав, условия залегания отложений. Е.В. первым устремлялся к демонстрируемым расчисткам, карабкаясь по крутым откосам карьера. Он обращал внимание участников экскурсии на особенности и детали строения, отыскивая знаки былых обстановок осадконакопления. Подмечал важные признаки и высказывал оригинальные суждения, при этом был инициатором дискуссий и обсуждения непосредственно у обнажения. Тогда поразил его внимательный интерес к едва уловимым деталям строения разреза, к "кирпичикам", из которых складываются, в конечном счете, концепции. Создавалось убеждение, что в полевом изучении нет незначительных мелочей, и как важно еще в поле не упустить нужные составляющие, правильно прочитать и расшифровать страницы геологической летописи. Становилось очевидным, что полевое изучение может быть ценным источником исходной информации о генезисе и условиях литогенеза. Запомнилось, как горячо спорили у расчистки два корифея – Шанцер и Москвитин, пристально разглядывая характер слоистости, что еще больше усиливало значимость первичной информации и ощущение того, что именно здесь таится драгоценный источник литологических знаний, – стоит только "перелистать" страницы великой книги природы, которые так увлеченно и заразительно считывали наши авторитеты. Действительно, именно первичное полевое изучение – наиважнейший базовый этап исследования, а концепции, теории, учения – уже потом. Так Е.В. и А.И. провели, как сейчас говорят, показательный мастер-класс.

Второй эпизод, о котором хочется поделиться, совпал, можно сказать, с важным этапом моей творческой судьбы. В 1965 году, только что закончив написание автореферата кандидатской диссертации, посвященной изучению строения и состава аллювия рек Сибири и Средней Азии, я решилась принести его на суд Евгения Виргильевича., Для моей работы была важна его оценка (пусть самая строгая) перспективности использования минералогического анализа для установления закономерностей аллювиального литогенеза. Несмотря на занятость Е.В. очень внимательно отнесся к материалам, оценил трудоемкость работы, одобрил выводы и, что самое главное, подтвердил важность изучения вещественного состава отложений, чем окончательно рассеял мои сомнения и уж совершенно неожиданно предложил дать статью в солидное издание ("Современный и четвертичный континентальный литоге-

нез", 1966). Это оказанное доверие начинающему литологу-минералогу было большой честью, но и накладывало огромную ответственность. Таким образом, Евгений Виргильевич дал путевку в жизнь моим литологическим начинаниям. Одним словом как мудрый педагог поддержал в трудную минуту и вселил уверенность в правильности избранного пути, о чем я вспоминаю с неизменной благодарностью.

В наши дни основное творческое наследие Е.В. Шанцера – учение о генетических типах континентальных отложений – изучают студенты в курсах лекций; его труды стали настольной книгой по литологии для специалистов. Большой ученый, увлеченный естествоиспытатель, талантливый учитель – Евгений Виргильевич всем своим творчеством преподал нам поучительные уроки мастерства, и таким он останется в памяти еще не одного поколения исследователей.

С.М. Шик

Задолго до того, как я познакомился с Евгением Виргильевичем Шанцером, на меня большое впечатление произвели его неординарные, очень выразительные описания из отчета по десятиверстной геологической съемке, в которой он участвовал под руководством Г.Ф. Мирчинка. И при дальнейшем многолетнем знакомстве и сотрудничестве с Е.В. Шанцером я всегда убеждался в неординарности его подхода к каждой проблеме, в его способности увлекаться любым обсуждаемым вопросом и с блеском, а часто и очень эмоционально отстаивать свою точку зрения. Сейчас многое уже выветрилось из памяти; вспоминаются только некоторые эпизоды.

В 1957 г. во время экскурсии Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода А.И. Москвитин демонстрировал выделявшуюся им "долинную фацию морены", которую Е.В. Шанцер (вероятно, справедливо) рассматривал как результат перемыва моренного материала в основании аллювия. И на одном из разрезов дискуссия между ними накалилась до такой степени, что они буквально взяли друг друга "за грудки", и их пришлось разнимать…

Е.В. Шанцер был блестящим оратором, и аудитория всегда заслушивалась его лекциями, докладами или выступлениями. Но иногда заслушивался и он сам. Помнится, Е.В. Шанцер председательствовал на заседании в Московском обществе испытателей природы, посвященном проблеме антигляциализма – и строго следил за соблюдением выступавшими 20-минутного регламента. А когда взял слово, проговорил больше часа; но этого не заметил ни он сам, ни слушатели – настолько интересно и ярко он говорил.

Е.В. Шанцер всегда был очень доброжелателен, но и очень требователен и к себе, и к другим. Я в этом убедился, когда он был моим оппонентом при защите кандидатской диссертации. По его замечаниям мне после предварительной защиты пришлось очень сильно доработать диссертацию – но его замечания не только позволили существенно улучшить работу, но и очень помогли мне при дальнейшем изучении четвертичных отложений.

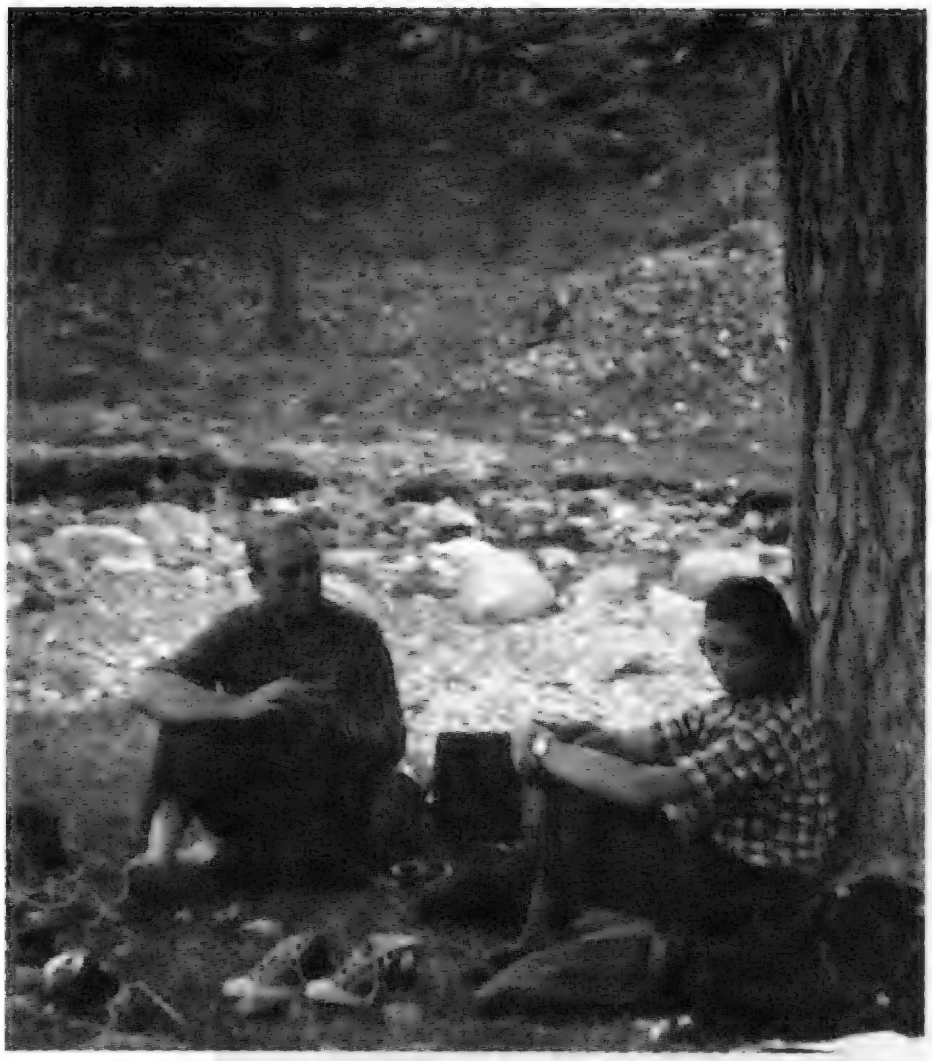
Вспоминается и еще один случай, о котором мне рассказывал Иван Иванович Краснов. В шестидесятые годы они с Е.В. Шанцером возвращались с Мадридского конгресса ИНКВА через Париж; между рейсами было несколько часов, и их выпустили в город. У них оставалось немного валюты; на Монмартре они зашли в ресторанчик и заказали шампанское. А когда посмотрели в меню, сколько оно стоит – оказалось, что валюты у них не хватит! И они сбежали из ресторана, не дожидаясь выполнения заказа. Так что и человеческие слабости были Евгению Виргильевичу не чужды.

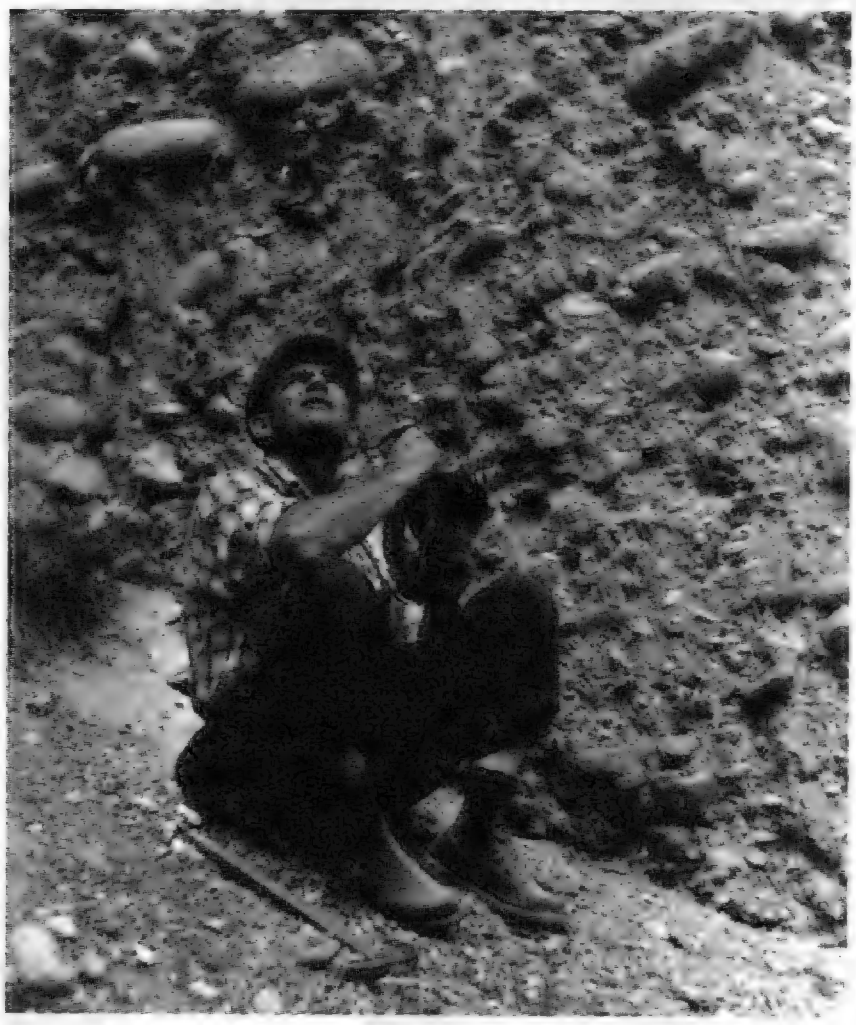
Фрагменты стихов Е.В. Шанцера из адреса в честь защиты докторской диссертации одного из его учеников.

Как во время прошлое-давнее,
Да бродил ты, молодец, все по реченькам,
Да мутил ты речную муть,
Муть речную, аллювиальную.
А и встрелась тебе на пути та моренушка,
О нее же сам черт ногу сломал!
Ой моренушка, ты моренушка,
И на что ты годна никто в толк неймет –
Глина глиняная да с каменьицем,
Да со злым хрящем, да с валунчиком.
От нее, что ни дождь, только грязь одна,
На сапог-то она нацепляется,
С сапога-то она не сдирается.
……
А и был у него во начальниках
Не немчин, не лях, не француз, не хохол,
Так себе старичок, кровей смешанных.
Не к лицу, говорит, добру молодцу
от своей же задумки прятаться,
Не минуть тебе ключ моренный искать –
И себе то на пользу, людям не во вред пойдет.
……
Разъярился тут добрый молодец-свет,
Как буй-тур рыщет по свету белому.
Истоптался молодца ноженьки

В землях польских и в землях немецких,
В чудских тех каменистых урочищах,
На скалах огнельдистой Исландии,
На просторах Канады лесистых.
Воротился домой добрый молодец,
На родную на Русь на любимую.
И нашел он здесь тот остатний ключ
Под крутым под узгорьем мореновы,
Что над Волглй-рекою широкою.
.....
Да поднимем-ка мы чашу пенную
За его за здоровье, чтоб век прожил.
Да и выпьем ту чашу до самого дна,
Чтобы в рот пошло, по усам не текло.
А испивши ее опрокинем вверх дном,
Возгласим же мы зычно – слава!

Различные эпизоды из жизни Е.В. Шанцера





1959 год. Кафедра исторической геологии МГРИ
Стоят слева направо: Джан Чжи-Гань, В.Л. Портная, В.М. Цейслер, Ю.С. Перфильев, Ван Юн-Янь, Г.И. Немков И.А. Гречишникова, М.Ф. Микунов, Д.С. Соколов; сидят слева направо: Л.А. Сафонова, М.С. Потапова, А.И. Заякина Е.В. Шанцер, Т.М. Микулина, М.В. Муратов, Н.С. Шатский

Сотрудники лаборатории в гостях у Е.В. Шанцера
Стоят слева направо И.А. Шанцер, А.А. Лазаренко, Н.П. Кураленко, Т.А. Садчикова, С.Г. Розанова, А.Г. Черняховский, Ю.К. Голубева; сидят слева направо: А.Р. Гептнер, Т.М. Микулина, Е.В. Шанцер, Ю.А. Лаврушин, В.И. Елисеев

РЕШЕНИЕ IV ВСЕРОССИЙСКОГО СОВЕЩАНИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

С 23 по 26 августа в г. Сыктывкаре (Республика Коми) на базе Института геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук проходило IV Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода "Квартер-2005".

Совещание было организовано Институтом геологии Коми НЦ УрО РАН, и Комиссией по изучению четвертичного периода ОНЗ РАН и Отделением наук о Земле РАН при финансовой поддержке Уральского отделения РАН, Российского фонда фундаментальных исследований РАН (грант 05-05-74056г) и ООО "Гекон" (г. Санкт-Петербург).

В работе совещания приняли участие 102 человека, представляющих научные, консалтинговые и производственные организации, высшие учебные заведения Российской Федерации, Республики Беларусь, Украины, Литвы и Эстонии.

К началу совещания опубликован сборник материалов IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода объемом 62,5 печатных листов). 26 августа проведена полевая экскурсия на один из опорных разрезов плейстоценовых отложений р. Вычегды.

На пленарном заседании заслушаны 9 докладов по важнейшим проблемам изучения четвертичного периода, а также информация о работе Комиссии по изучению четвертичного периода Отделения наук о Земле РАН.

В процессе совещания работали 8 секций. На секционных заседаниях заслушаны и обсуждены 70 докладов.

Совещание показало, что в последние годы собран и обобщен большой фактический материал о строении верхнекайнозойской толщи России и сопредельных регионов, получены важные результаты и подведены итоги в различных направлениях изучения четвертичного периода, выработаны критерии прогноза и поисков полезных ископаемых. Совещание констатирует, что многие исследования проводятся на междисциплинарной основе, что способствовало получению новых выводов в области палеоклиматологии, палеоокеанологии, криолитологии, палеопедологии, седиментологии, биостратиграфии, археологии, абсолютного датирования и палеомагнитных исследований.

В большей степени, чем ранее, стали использоваться изотопные исследования, значительные массивы датировок, хотя достоверность последних и сформулированные на их основе выводы в ряде случаев остаются дискуссионными. На основе реконструкции палеотемператур в плейстоцене проведена оценка возможных изменений экологической обстановки в различных регионах с учетом глобальных изменений климата.

Совещание отмечает, что среди исследователей четвертичного периода отсутствует единство методических подходов, что нередко вызывает противоречивость и несопоставимость полученных результатов. В этом отношении одной из проблем раннего плейстоцена является определение стратиграфической позиции межледниковых отложений, вскрытых между подошвой донской морены и кровлей петропавловского горизонта, где проводится граница Брюнес-Матуяма. Существенному пересмотру подвергается периодизация событий в среднем плейстоцене. Проблемой хроностратиграфии позднего плейстоцена на территории Восточно-Европейской равнины по-прежнему остается корреляция климатических колебаний, их ранг и возраст.

Остается очень дискуссионным вопрос о числе и возрасте ледниковых эпох и межледниковых периодов в среднем плейстоцене, границах распространения ледниковых покровов, как этого временного интервала, так и позднего плейстоцена. Несогласованность существующих точек зрения обусловлена недостаточной комплексностью и междисциплинарностью в изучении четвертичных образований. Одним из важных моментов исследований в этом направлении, который затрудняют получение выводов, является отсутствие надежного метода определения абсолютного возраста отложений и недостаточность аналитической базы. До сих пор в нашей стране отсутствует современная приборная база для получения результатов определения возраста отложений.

Совещание считает, что одной из приоритетных задач является разработка прогнозов возможного возникновения взаимообусловленных природных и техногенных катастроф (кризисных ситуаций, опасных природных процессов) и их экологических последствий. В целом представляется важным создание прогнозных сценариев возникновения опасных природных событий, выявление их ритмики, генезиса, учитывающих не только изменение климата, но и геодинамиче-

ские процессы в различных тектонических зонах. Это требует создания новейшей концепции высокоразрешающей стратиграфии и корреляции разнопорядковых событий, анализа причин возникновения критических рубежей в развитии флоры и фауны, влияния геологических факторов на историю первобытного человека и развитие цивилизации в различных природных зонах нетропической области и особенно в этапы резких изменений климата и ландшафтов.

Необходимо сосредоточить внимание на создании новых теоретических основ учения о генетических типах континентальных и морских отложений на основе концепции о потоковых образованиях разной плотности; необходимо выявление новых закономерностей геологической истории криосферы в субмаринных, палеошельфовых и континентальных обстановках.

Широкомасштабное освоение ресурсов нефти шельфа и побережья арктических морей требует безотлагательного обобщения данных о позднекайнозойских месторождениях строительных материалов и проведения региональных геоморфологических и палеогеографических целевых исследований, задачей которых является подготовка базы строительного сырья. Ясное представление о ресурсном потенциале регионов позволит повысить инвестиционную привлекательность новых территорий за счет опережающей подготовки необходимых для обустройства нефтяных и газовых месторождений местных источников песчано-гравийных смесей, бутового камня, технических и качественных питьевых вод.

Считать целесообразным провести следующее совещание по изучению четвертичного периода в 2007 году в г. Новосибирске. Основной проблемой этого совещания будет корреляция событий на шельфах и прилежащей суше.

Совещание считает важным отметить также, что в его работе было достаточно много участников, получивших грант РФФИ. Актуальность тематики этих грантов не вызывает сомнения, и они хорошо увязываются с важнейшими проблемами изучения четвертичного периода.

СОДЕРЖАНИЕ

К СТОЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ Е.В. ШАНЦЕРА 5

Ю.А. Лаврушин ОСОБЕННОСТИ СУБАЭРАЛЬНО-ТУРБИДИТОВОГО И СУБМАРИННО-ГЛЯЦИОТУРБИДИТОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ..... 10

А.Р. Гептнер ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ СКЛОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ИСЛАНДИИ..... 22

Л.А. Гугалинская, В.М. Алифанов ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЧВ ЦЕНТРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ..... 33

В.А. Зубаков СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ КЛИМАТОСТРАТИГРАФИИ: О ПРИВЯЗКЕ КЛИМАТЕМ ЕВРОПЫ К АСТРОХРОНОМЕТРИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ..... 42

Е.Н. Огородникова, С.К. Николаева ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕХНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОЛОШЛАКООТВАЛОВ 65

Н.Г. Судакова ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ..... 75

И.М. Хорева БИОЦЕНОЗЫ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР МОРЕЙ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ КАК ИНДИКАТОР ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ БАССЕЙНОВ МИКУЛИНСКОГО ВРЕМЕНИ..... 90

В.П. Чичагов ЛИНЕЙНАЯ И АРЕАЛЬНАЯ ДЕСТРУКЦИЯ АРИДНЫХ РАВНИН ДОРОЖНЫМИ СЕТЯМИ И ВОЙНАМИ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ..... 94

С.М. Шик МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ (К ИСТОРИИ ОТКРЫТИЯ И ИЗУЧЕНИЯ)..... 98

О.Г. Эпштейн, И.А. Чистякова ПЕЧОРОМОРСКИЙ ШЕЛЬФ В ПОЗДНЕМ ВАЛДАЕ-ГОЛОЦЕНЕ: ОСНОВНЫЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ 107

ВОСПОМИНАНИЯ О Е.В. ШАНЦЕРЕ 124

РЕШЕНИЕ IV ВСЕРОССИЙСКОГО СОВЕЩАНИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА..... 130

CONTENTS

TO THE 100TH ANNIVERSARY OF THE BIRTH OF E. V. SHANTZER..... 5

Yu.A. Lavrushin SUBAERIAL-TURBIDITE AND SUBMARINE-GLACIAL-TURBIDITIES FEATURES OF SEDIMENTATION..... 10

A.R. Geptner SOME COMPOSITIONAL AND GENETIC FEATURES OF THE SLOPE VOLCANO-SEDIMENTARY DEPOSITS IN ICELAND..... 22

L.A. Gugalinskaya, V.M Alifanov THE LATE PLEISTOCENE MORPHOLITOGENESIS OF THE HOLOCENE SOILS OF THE CENTRAL PART OF THE EAST-EUROPEAN LOWLAND..... 33

I.A. Zubakov THE RECENT STATE OF CLIMATOSTRATIGRAPHY: ABOUT CORRELATION OI THE EUROPEAN CLIMATEMS TO THE ASTROCHRONOLOGICAL SCALE 42

E.N. Ogorodnikova, S.K. Nikolaeva LITHOGENETIC FEATURES OF THE INDUSTRIAL MADE UP DEPOSITS OF ASHES AND SLAG HEAPS..... 65

N.G. Sudakova PROBLEMS OF THE PLEISTOCENE LITHOLOGY. FORMING REGULARITIES OF THE NEWEST DEPOSITS COMPOSITION..... 75

I.M. Khoreva BIOCENOSIS OF BENTHONIC FORAMINIFERS FROM THE NORTHERN EURASIAN SEAS AS AN INDICATOR OF THE PALEOECOLOGICAL EVENTS IN THE MIKULONO TIME..... 90

V.P. Chichagov HISTORY OF MAN-INDUCED DISTURBANCES IN ARID REGIONS IN THE LATE HOLOCENE..... 94

S.M. Shick INTERGLACIAL DEPOSITS OF THE CENTRAL PART OF THE EUROPEAN RUSSIA (HISTORY OF DISCOVERY AND RESEARCH) 98

O.G. Epshtein, I.A. Tchistaykova THE PECHORA SEA SHELF IN THE LATE VALDAY-HOLOCENE: THE MAIN SEDIMENTOLOGICAL AND PALEOGEOGRAPHICAL EVENTS..... 107

REMINISCENCES DEDICATED TO E.V. SCHANTZER..... 124

RESOLUTION OF THE IV ALL-RUSSIA MEETING ON STUDYING OF THE QUATERNARY... 130

Научное издание

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 66

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук
Ю.А. ЛАВРУШИН
кандидат геолого-минералогических наук
И.М. ХОРЕВА

Подписано к печати 28.12.2005
Формат 60x90 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 18,0. Тираж 300 экз.
Тип. ВТИИ. Москва, зак. № 457.

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия *ИД* № 01613 от 19.04.2000
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел./факс: (095) 152-19-14, тел.: 230-80-92
Факс: (095) 951-04-43
E-mail: geos@ginras.ru